

侵襲台灣兩類分裂過山颱風之觀測研究

蔡清彥

民航局

王時鼎 葉天降

中央氣象局

摘要

本文係為兩類截然不同之侵台分裂過山颱風之觀測研究。第一類分裂過山颱風為一般所熟知者，即為颱風侵台時，在中央山脈西側之氣流背風面在「分流邊界層」(separated boundary layer)內之弱風尾流(wake)區中，產生中尺度副低壓而後取代原颱風中心，此處以 1990 年之 OFELIA 颱風為例。第二類分裂過山颱風，過去均未作過研究，係為颱風侵台中心登陸後，在山脈東側，於颱風中心之南之附近，突然產生副低壓，並取代原颱風中心，此處係以 1989 年 SARAH 颱風為例。研究依據為地面測站逐時觀測資料，自記紀錄及探空資料。研究結果顯示，SARAH 颱風登陸後，在其中中心之南約 70 公里處之台東附近突然產生分裂中心，原因為，在該處因下坡流而造成局部顯著焚風，氣壓同步下降，再約一小時許形成氣旋式環流。同時成功因颱風向北離去，地面氣壓突升，配合台東新生低壓，梯度逆轉，致由西南風轉為東北風，兼之台東之南因氣流繞山有極強之氣旋式風切，致因此使台東低壓，形成氣旋式環流。兩類分裂過山颱風之成因並作了頗詳細之比較分析，藉以作為今後進一步研究及實際預報之參考。

一、前言

侵台颱風，由於中尺度型之中央山脈之存在，而使無論預報作業或學術研究均遭遇到很多挑戰性的問題。這些問題包括：(a)路徑之偏向，(b)強度變化與結構破壞與重建，(c)颱風旋流遇山流場之變化，(d)颱風環流內副低壓中心之生成及取代原颱風造成颱風路徑不連續等等。其中最有趣及關鍵性問題厥為上述之(d)，颱風遇山其環流內副低壓之生成及取代原颱風之問題。有關本問題之研究有王(1954)，係以 1953 年之 KIT 與 PHYLLIS 颱風為例，利用逐時觀測資料之分析，證明中央山脈西側副低壓中心之生成，並取代原颱風中心(PHYLLIS)之事實。另外，KIT 則為中心連續過山之例，而為侵台颱風所謂「自由過山」與「分裂過山」名詞之由來。及後徐、王(1960)首先利用過去侵台颱風之例，就侵台颱風問題作了頗廣泛之研討。王(1963)進一步曾以沿中央山脈東、西兩側北行颱風，藉 1957 年 6 月之 VIRGINIA、1962 年 7 月 KATE 與 1952 年之

BESS 之例，指出颱風中心雖未過山，但山脈西側之副中心仍可取代原颱風中心生命之事實。上述兩文徐、李(Hsu, 1960; Li, 1963)曾分別在亞、美第一屆、第二屆軍事氣象研討會中宣讀，而使國際上對此問題開始重視(Brand and Bleiloch, 1974)。及後曲(1977)曾利用探空資料對侵台颱風作了分析。1980 年王(1980)更進一步利用 1949 ~ 1975 年西行 23 次自由過山颱風，14 次分裂過山颱風，及 8 次沿中央山脈東側北行颱風與 6 次沿山脈西側北行颱風，計共 51 次颱風，利用逐時地面資料及部分探空資料作了甚完整對此一問題分析及預測方面討論，包括路徑偏向與速度變化討論；並對各類副低壓中心之結構作了初步分析。首先提出了深厚(deep)，低淺(shallow)副低壓觀念及尾流(wake)與分流邊界層(separated boundary layer)等觀念；並藉探空資料初步分析了取代原颱風中心之副低壓中心之熱力結構。該文並曾使甚多國際知名的氣象學家注意並對本項分裂過山颱風問題多有發揮，例如：Chang(1982)，Smith(1982)，Smith and

Smith(1995), Bender et al.(1987), Ishijima and Estoque(1987), Yeh and Elsberry(1993a、1993b), Chang et al.(1993)等。1992年王(1992)並將侵台颱風路徑分析更新至1989年,將1949~1989年侵台凡186次颱風逐時路徑均附於該報告之後(國科會支援),提供了分裂過山颱風極為完整檔案。於1991年後,蔡並利用了18次侵台颱風個案作了進一步研究(蔡1992、1993a、1993b、1995a、1995b,王並會有幸參加),而使本項研究進入新的階段。本文則為其中就分裂過山颱風之例,選擇了1989年之SARAH與1990年之OFELIA兩颱風作為此處兩類典型分裂過山颱風討論之依據。其中,SARAH颱風極為特殊,係為其中心登陸台灣後,在山脈東側其中心之南之約70公里處生成副低壓中心並取代之例,此處稱第二類分裂颱風,反之OFELIA稱第一類者。本文第二章、第三章各為SARAH與OFELIA颱風分裂之例之討論。第四章為兩類分裂颱風之比較討論。第五章為兩類分裂颱風之渦度場分析。第六章為結論。

二、1989年SARAH颱風侵台中心在台灣東側分裂之例

SARAH颱風於1989年9月11~12日侵襲台灣。其侵台之時,路徑變化極見特殊,圖1所示則為根據逐時台灣區域之天氣詳圖(內含空軍與氣象局近50處測站之資料)分析得出者(圖中並附關島之路徑)。在路徑圖中最有興者,厥為於11日15~16 UTC間,當中心在成功之北登陸台灣後(參見圖2之16 UTC地面天氣圖分析),中心突見劇烈變化。17 UTC,顯見其中心已分裂為二。其一中心在玉山與阿里山之東北方附近。另一環流中心則明顯出現在台東東方近海,此可參見圖3。由圖此時,成功已轉為東北風25 kts(早一小時為西南風15 kts,參見圖2),台東兩測站均轉為東風(原為南風10至15 kts,圖2),同時可繪出3條封閉等壓線(間隔為2 hPa),故該中心位置極為可信。此亦即言,於17 UTC時,中心已分裂為二。此處則為該颱風在該時分裂為兩中心之討論。經詳細分析,認為原來中心仍在山上,即在玉山站之東北附近(圖3)。在台東近海者

為副中心,係受焚風之熱力作用所造成者。以下為此事實之分析討論。

有關此項論點,此處準備有台東於該時間發生焚風之自記紀錄,見圖4。圖(a)為溫度與露點曲線,(b)氣壓,(c)瞬時風向與風速,(d)為根據成功與台東自記紀錄每10分鐘之氣壓、風與溫度時間剖面圖,(e)與(f)各為15~16 UTC與16~17 UTC該區一小時之氣壓變差圖。圖5為山脈東側成功至大武之溫度及溫度與露點差(T-Td)時間剖面圖。從圖4a可見,即於SARAH颱風登陸後約2小時,亦即11日1500~1730 UTC(11日23~12日0130地方時),台東由於此時颱風環流所造成之下坡流而產生焚風,溫度自26°C最大升至近37°C,露點最大下降至20°C。即於此時氣壓明顯下降,略於24地方時(16 UTC)有最低氣壓(圖4b)。並於最低氣壓出現後約50分鐘(0050地方時),由西南風轉為東風,產生明顯氣旋式環流。台東出現東來風比成功出現東來風遲10分鐘(圖4d),一為1640 UTC(0040 L),一為1650 UTC(0050 L),成功與台東之間約距40公里,顯然即使颱風中心係向東南回退(比較圖2與圖3),在10分鐘內決不可能有此移速,故認為該台東之低壓中心甚不可能為一小時位於成功之北之颱風向東南回退之結果(比較圖2與圖3)。且由於我們颱風路徑(圖1),其登陸台東前,為向西移、速度均甚穩定,在六小時內,平均時速略為15公里,故甚不可能突向東南倒退,且比較16~17 UTC位置,一小時內向東南回退近70公里之多(比較圖2與圖3)。另外由圖4e於15~16 UTC間之 ΔP 圖,顯見於15 UTC(23地方時)台東開始誘生焚風後,在台東區一帶有最大之降壓,至4 hPa以上,顯係由於下坡流壓縮絕熱增溫而引起降壓之結果。台東氣壓最低出現在16 UTC(24地方時),略與焚風最盛時一致,故在颱風過後反為「降壓」。再由圖4f可見,於16~17 UTC之間,成功有最大之升壓(達6.2 hPa)。此當為原颱風中心向北移去及因遇山脈颱風強度減弱後之結果。惟可見因颱風分裂中心關係,綠島出現降壓達2.3 hPa。升、降區均甚明顯,北升、南降,至使成功、台東之流場迅速轉為東來風。致於17 UTC(圖3)在焚風區迅速建立氣旋式環流中心(實際於1640 UTC已形成,參見圖4d),則先因

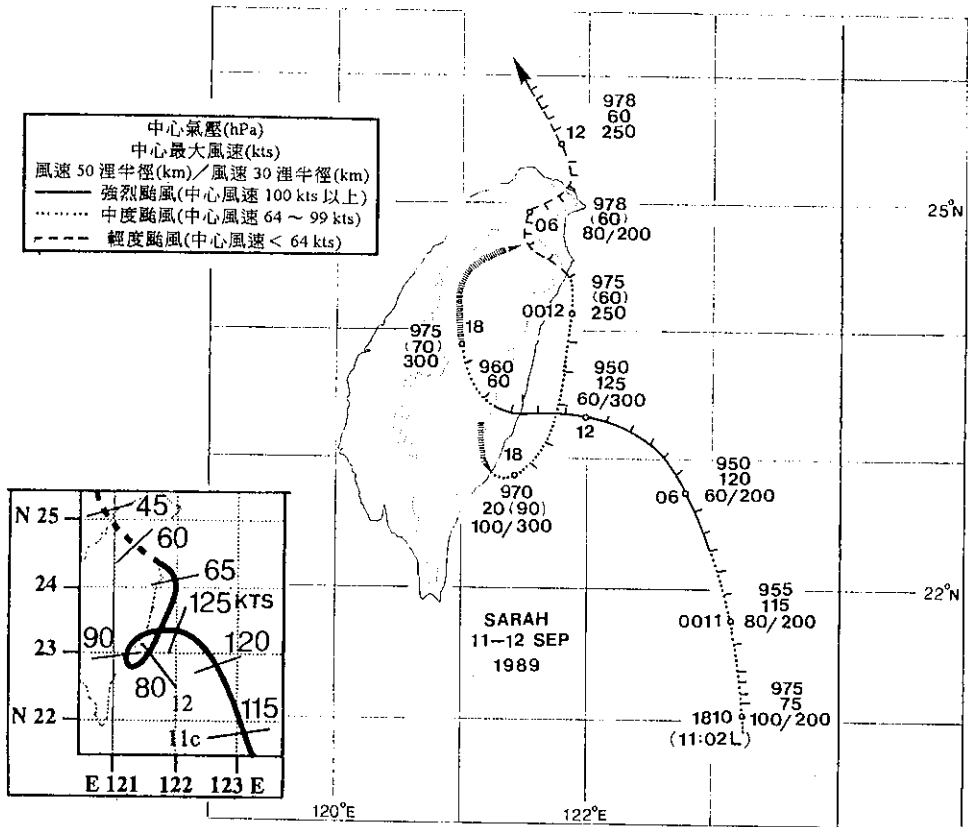


圖 1 1989 年 9 月 10 ~ 13 日 SARAH 颱風路徑圖，示颱風中心在中央山脈東側出現分裂中心。圖中颱風路徑資料說明見圖左上角。又圖中並附關島 JTWC 在台灣部分之颱風路徑。圖中細點線為台灣山脈 500 公尺之等高線。

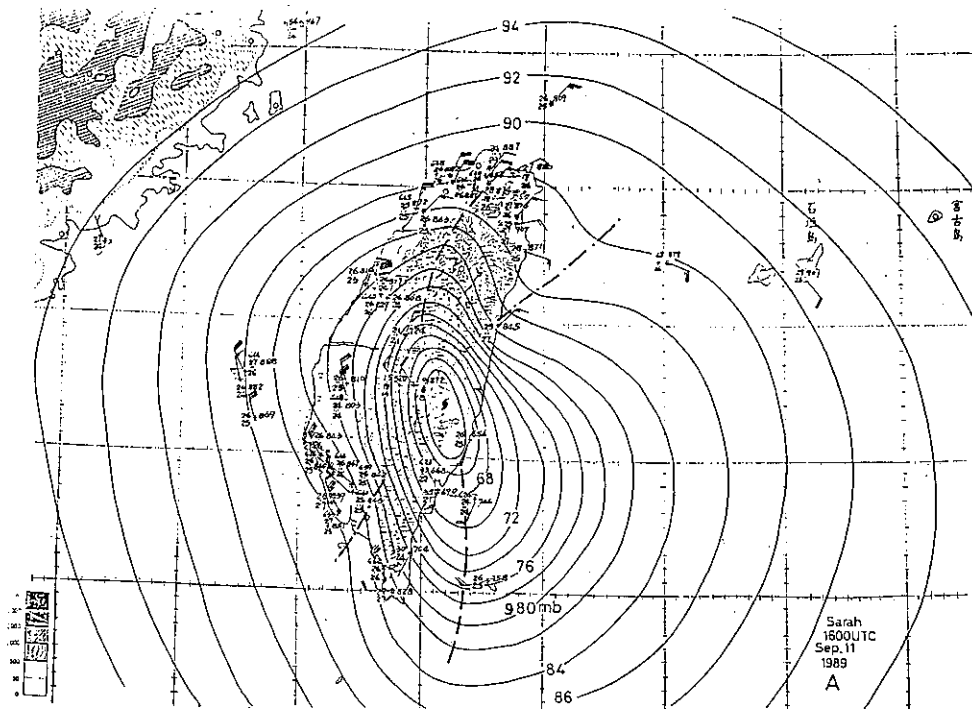


圖 2 1989 年 9 月 11 日 1600 UTC SARAH 颱風氣壓場分布。圖中實線為等壓線，間隔 2 hPa，斷點線為地形造成之迎風脊，斷線為背風槽。

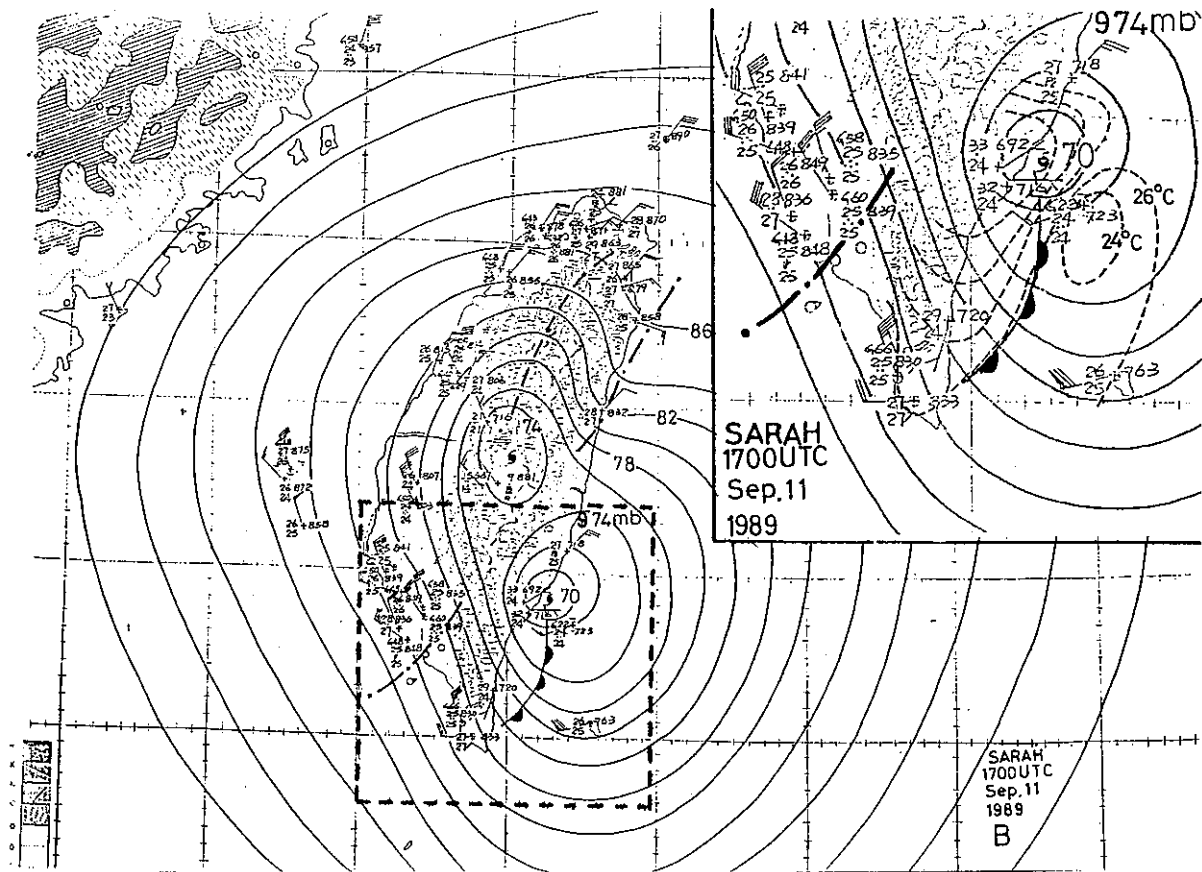


圖 3 同圖 2，但為 1700 UTC 者。圖中右上角為颱風副中心附近局部放大圖，增加等溫線(斷線)分析，藉以顯示「焚風下坡流」之影響。

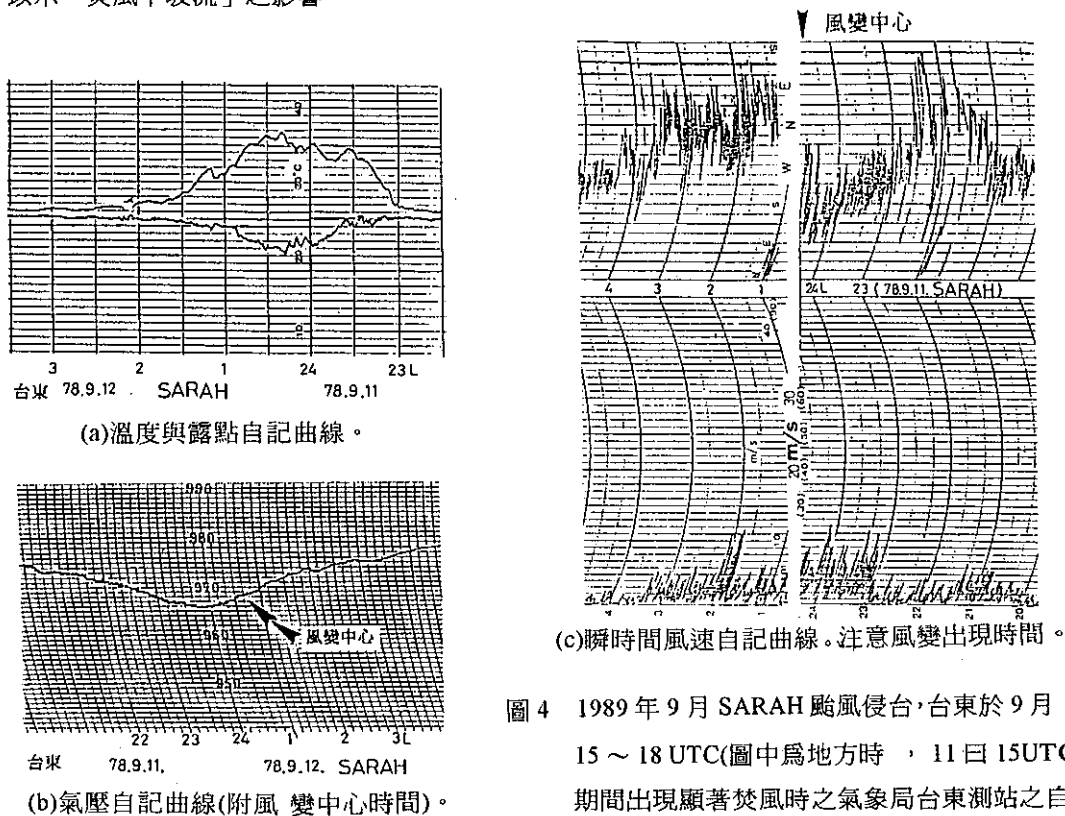
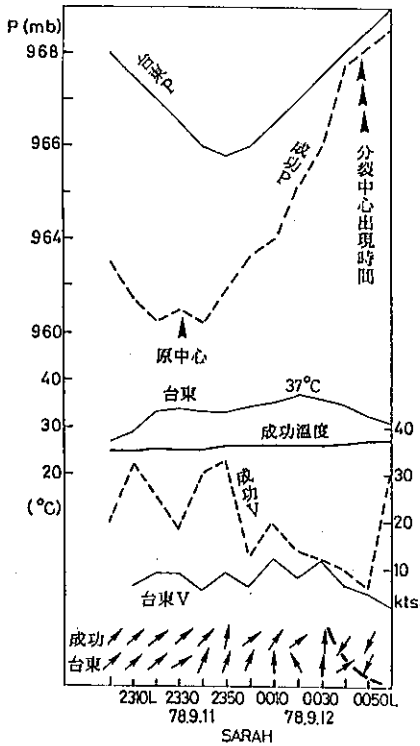
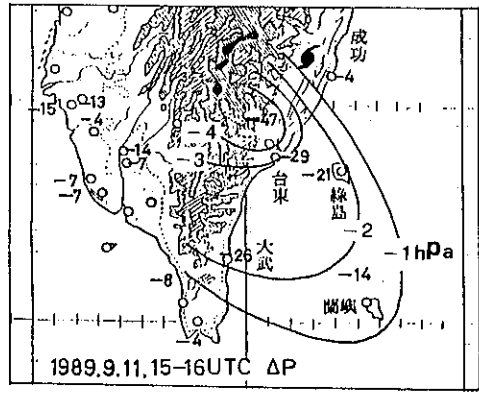


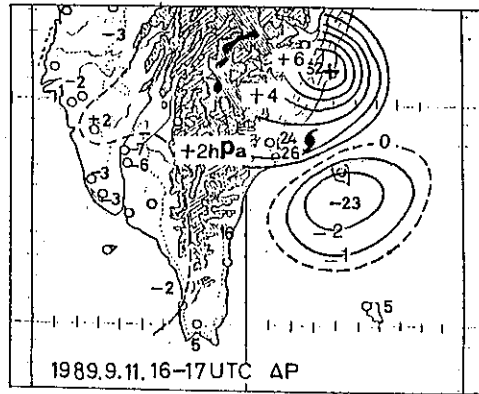
圖 4 1989 年 9 月 SARAH 颱風侵台，台東於 9 月 11 日 15 ~ 18 UTC (圖中為地方時，11 日 15 UTC = 23L) 期間出現顯著焚風時之氣象局台東測站之自記紀錄。



(d)根據自記紀錄所作成功與台東每十分鐘之風、氣壓及溫度之時間變化剖面圖。藉圖顯示山脈東側分裂中心出現時各氣象要素之詳細變化。



(e)1989年9月11日1600 UTC與前一小時之氣壓變差圖。示沙拉颱風東側分裂中心發生時之氣壓詳細變化。



(f)1989年9月11日1700 UTC與前一小時之氣壓變差圖。示沙拉颱風東側分裂中心發生時之氣壓詳細變化。

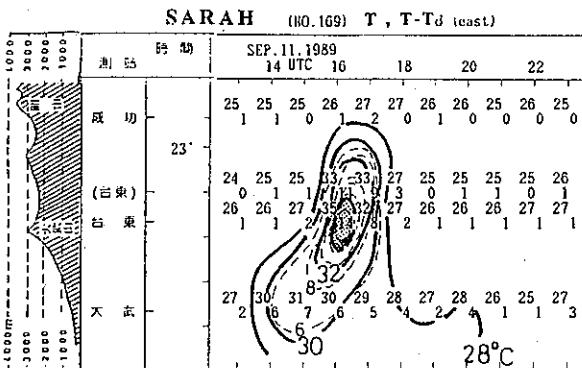


圖 5 1989年9月11日 SARAH 颱風過境時之台灣山脈東側，自成功至大武之溫度(°C)及溫度與露點差(T-Td)時間剖面圖，示颱風環流誘生焚風現象之時空分布。

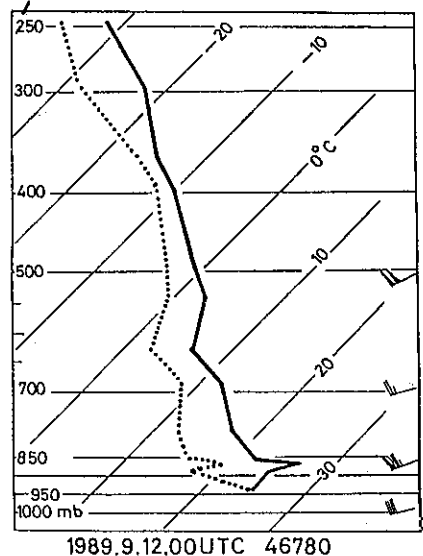


圖 6 1989年9月12日0000 UTC綠島探空。示低層氣流過山之下沈效應(註：於關鍵時間，探空資料缺)。

焚風效應出現降壓，約近一小時，再建立顯著氣旋式環流中心。且由圖 5 明顯可見，焚風僅出現於台東與大武，為期約二小時，與該低壓中心出現區域與時間均為一致。故此處結論為：該於 17 UTC 時在台東所突然出現之頗強低壓中心(參見圖 3 與 4)，係屬因台東一帶出現顯著焚風效應所造成之颱風副中心，而原颱風中心已至山上(參見圖 3 玉山、阿里山之風)。而且比較圖 2 與圖 3，台灣北部一帶之一小時氣壓變化，均為下降(約下降 1 hPa)，亦反映原颱風中心已向北移之結果。必須特別說明的，焚風區屬顯著「下降流」區域，該區氣壓下降係由下降流之絕熱增溫，故基本上與颱風區應屬「上升流」區不同。因暖空氣與下沉區相伴應為動能消耗區，故基本上該中心強度隨後應繼續減弱，可參見關島颱風路徑上之強度變化，及我們所分析者(我們中心強度加一括號者，示為外島(此處為蘭嶼)之風速值(圖 1))。當然，與台灣地形交互作用影響之結果，亦為使颱風強度減弱。上述之討論屬「推論」性質，有待進一步之研究。又當焚風期間綠島探空缺，此處茲附 12 日 00 UTC 者如圖 6。藉圖略在 800 hPa 至 860 hPa 層間仍可見有溫度降溫率接近絕熱及超絕熱現象，藉供參考。類此情形過去之例均不多(有，可參見蔡、王、鄭，1995)，本次 SARAH 在其中心之南之山脈東側之台東一帶出現副低壓中心，因該處報告相當充分(參見圖 3 之右方插圖)，且兼有自記紀錄，故可作如上述較詳細之分析。

三、1990 年 OFELIA 颱風侵台原中心被山脈西側副中心取代之例

OFELIA 颱風於 1990 年 6 月 23 日侵襲台灣，其中心於該日 06 UTC 即在花蓮之南附近登陸(圖 7)，花蓮之南之銅門村因豪雨造成山洪，而使整個村莊被「土石流」所沖毀。圖 8 為中心登陸花蓮之處之風自記紀錄，由圖可見其風場結構仍甚完整。但甚有興趣的，該颱風中心卻為被山脈西側所產生副低壓中心所取代(見圖 7)。本章即為 OFELIA 颱風被其山脈西側之副低壓取代過程之討論。類此颱風被山脈西側副低壓中心取代之例甚多(王，1980；蔡，1992、1993a)，此處所以以此颱風為例，乃因

其路徑基本走向與 SARAH 者頗近似，但卻為兩類完全不同之副中心取代之例，故以此 OFELIA 颱風為討論依據。圖 9 為該颱風 6 月 22 日 17 UTC 地面氣壓場分布。由圖可見，台灣係在其外圍東來氣流所造成之山脈阻擋流(blocked flow)控制下，「迎風脊」與「背風槽」均極顯著。在背風槽中並可分析出三個微弱副低壓中心(副低壓以可分析出包圍等壓線為根據，虛線代表間隔 1 hPa 之等壓線)，並可見低壓區所包之「背風槽」內，風力均在 5 kts 及以下，實際係在背風面「弱風尾流區」(wake zone)內。圖 10a、b 為 23 日 00 UTC 台灣區一帶地面氣壓場與流場分布。由圖可見 OFELIA 颱風中心已移至距台東約 70 公里之海面。比較圖 9，本圖最顯著變化為位於嘉義與台南之間之背風低壓已增強為中尺度氣旋，亦即在低壓區中(圖 10b)，已伴隨有氣旋之環流中心(此處定義近低壓中心之風並須達 10 kts 及以上)。在新竹與台中之間之中尺度低壓則否，由圖可見係仍在「弱風尾流區」中。圖 11a、b 為 23 日 06 UTC 台灣區之地面氣壓場與流場分布。本圖基本上同圖 10。所不同者，主颱風中心已在花蓮附近登陸，由圖 8 花蓮瞬時風速之自記紀錄可見，其強度仍極顯著，最大陣風曾達 90 kts。本圖最值得注意處為，該山脈西側之主要副中心，更見顯著增強，其四周之風已有達 25 kts(嘉義空軍站)，繞中心之氣旋式環流極為顯著。此亦即言，確已在山脈西側生成顯著之副中心。圖 12 為 23 日 12 UTC 之圖，由圖可見山脈西側之副低壓中心已取代山脈東側之主中心，並已成為主要之環流中心。

由上所述已可明顯見出山脈背風面之副低壓中心之發展過程。基本上可分三個階段。其一為中尺度低壓階段，亦即雖可繪出封閉等壓線，但無環流中心與之相階，其風力均在 5 kts 及以下，且無組織。第二為中尺度氣旋階段，此時不但有封閉之等壓線，且風場結構上已可明顯見出氣旋式環流，風力規定須在 10 kts 以上。第三階段為副低壓中心取代原颱風中心。有關本類山脈西側，由山脈動力效應所產生之副中心僅討論至此為止。

四、兩類完全不同分裂颱風個例之比較研究

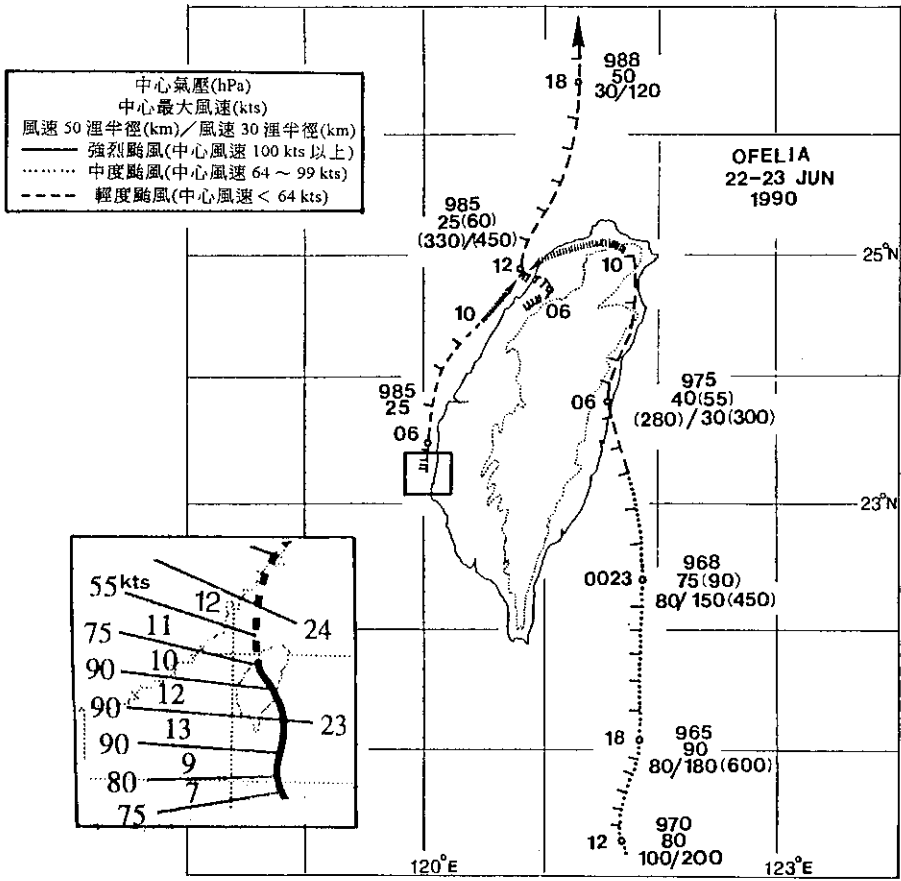


圖 7 1990 年 6 月 22 ~ 24 日歐菲莉(OFELIA)颱風路徑及其山脈西側分裂中心路徑圖。說明同圖 1。圖中並附關島 JTWC 該颱風在台時之路徑。

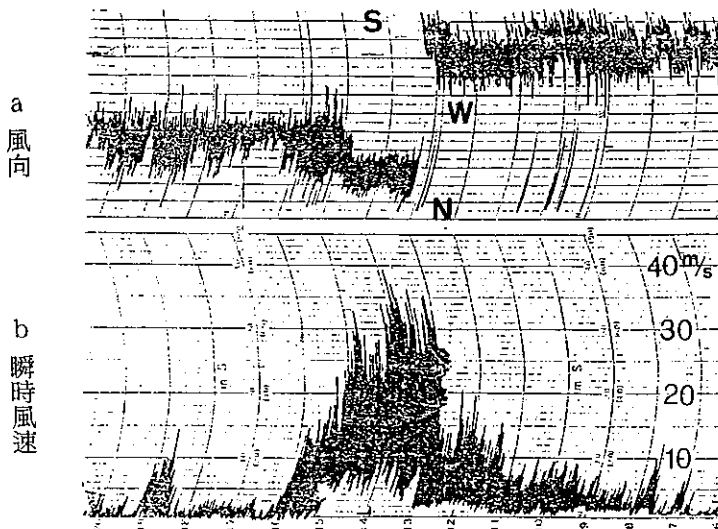


圖 8 花蓮測站在 OFELIA 颱風侵襲期間的瞬時風向風速紀錄。

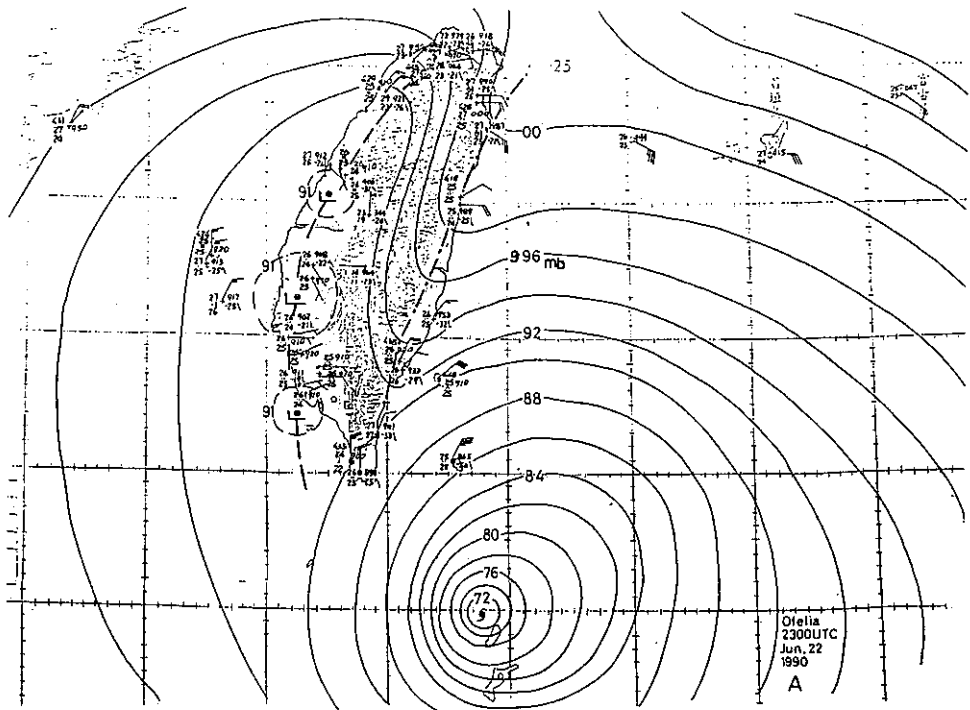


圖 9 1990年6月22日17 UTC 歐菲莉(OFELIA)氣壓場分布。此時台灣區均在颱風中心之北，迎風脊(斷點線)與背風槽(斷線)顯著。

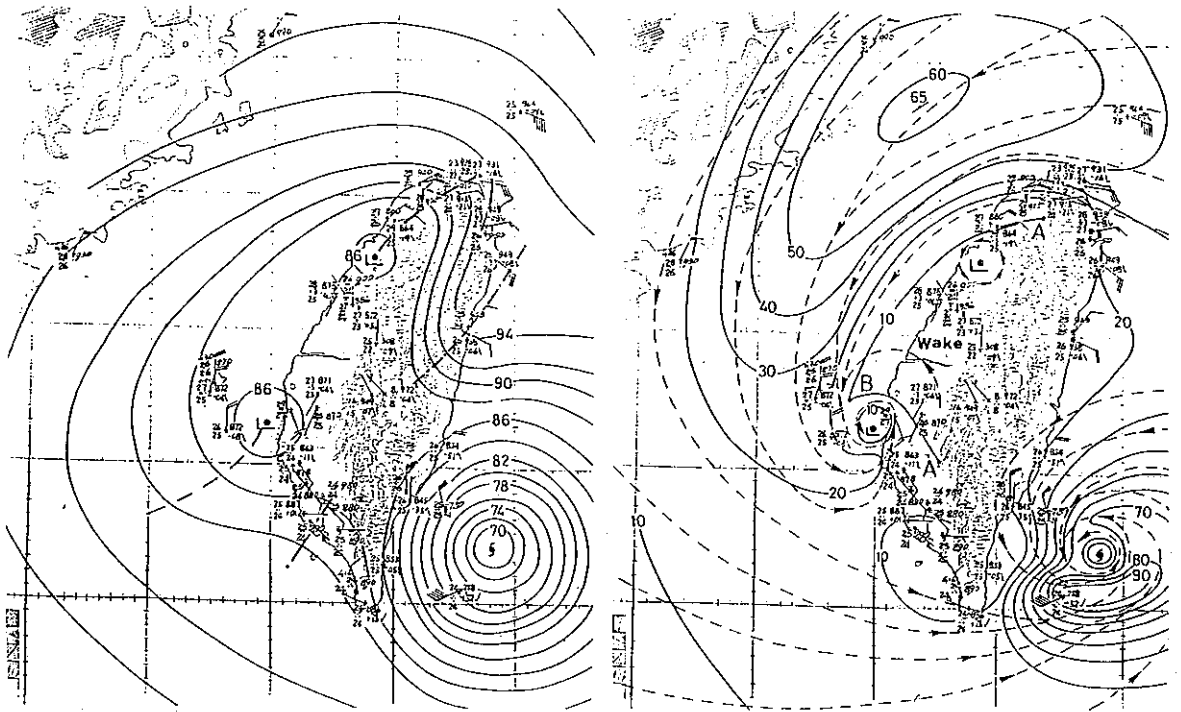


圖 10 1990年6月23日0000 UTC 歐菲莉(OFELIA)(a)氣壓場與(b)風場。風場中實線為等風速線，斷線為氣流線。山脈西側 10 kts 線以內表為「尾流」(wake)區，“A”表氣流分離點(separation point)，“B”表重合點(reattachment point)。

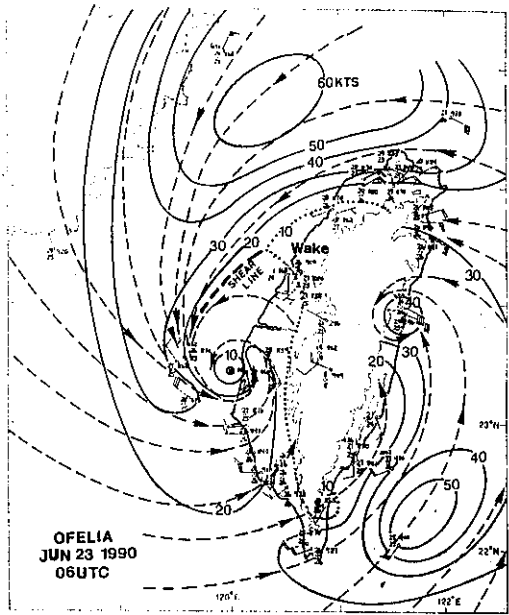
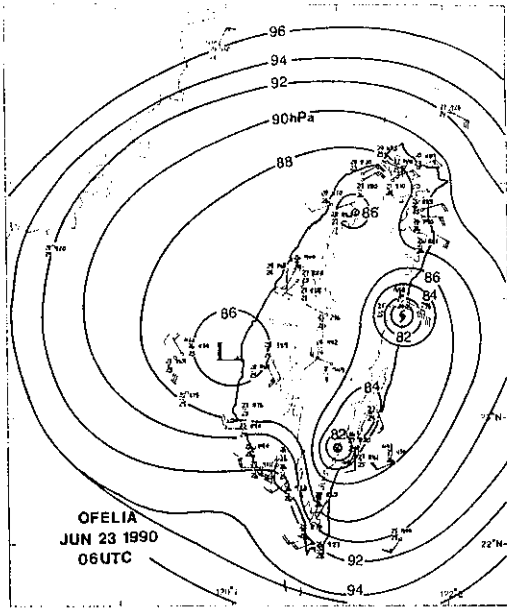


圖 11 同圖 10(a)與(b)，但為 23 日 0600 UTC 者。

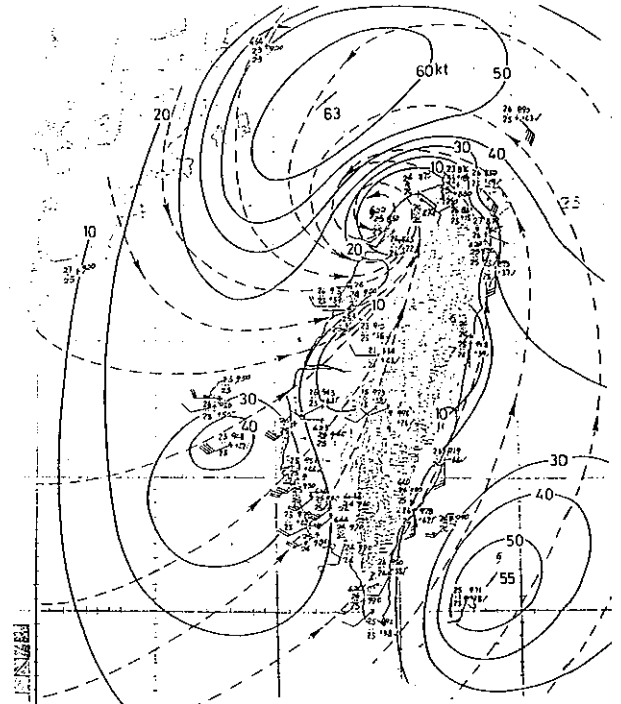
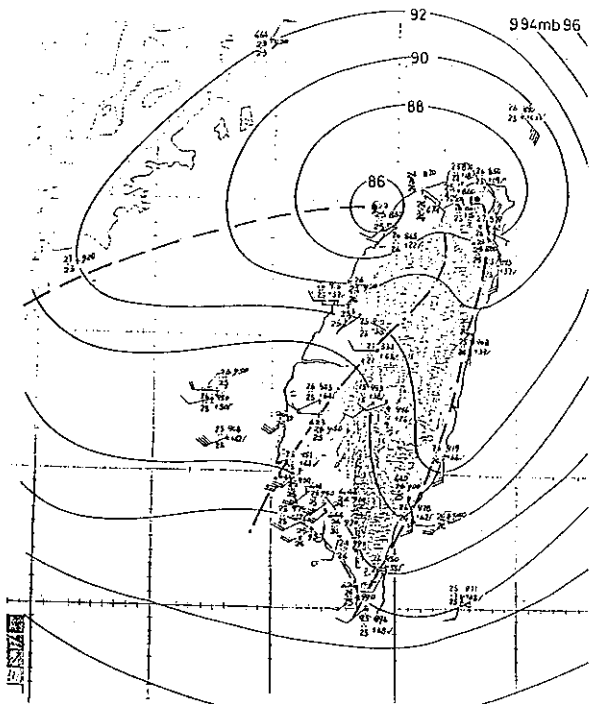


圖 12 同圖 10(a)與(b)，但為 1200 UTC 者。

由上所述 1989 年 SARAH 與 1990 年 OFELIA 颱風提供了兩次完全不同類型之分裂過山颱風個例。副中心在山脈之西(OFELIA)，主、副中心各踞一方，此處稱第一類分裂中心。一類副中心出現在台灣山脈東側(SARAH)，與主颱風中心同側，此處稱第二類分裂中心。而且兩颱風中心均為副中心所取代。其中 SARAH 之例之情形為本研究正式提出，過去均未見有討論。類此問題在實際預報上與理論研究上均有特殊意義，特在此就有關問題作一比較研究。

(一)兩類分裂中心之產生與颱風走向， β 角，間之關係

此處 β 角定義為颱風走向與中央山脈長軸方向(東北東向，約 20°)間之夾角。

(1)第一類分裂中心在山脈西側時 OFELIA 之例—— 150° (見圖 7)。

(2)第二類分裂中心在山脈東側時 SARAH 之例—— 90° (見圖 1)。

(3)兩者比較——僅在 β 角大時，山脈西側方有出現分裂副中心之可能。兩者分野略在 110° 至 120° 之間，此又與下述 α 角有關。

(二)與氣流進入角， α 角，間之關係

此處之氣流進入角(incident angle)係指颱風旋流(rotational flow)，而非指平直氣流(translational flow)之進入角，或稱 α 角。此 α 角係以彭佳嶼及台灣北部桃園與新竹之風向為代表，取其與中央山脈走向(20°)間之平均角度。

(i) 分裂颱風中心在山脈東側時 SARAH 之例—— 30° (見圖 2)。

(2) 分裂颱風中心在山脈西側時 OFELIA 之例—— 90° (α 角以彭佳嶼之風向決定，參見圖 9、10、11)。

(3) 兩者比較

α 角大小直接決定氣流為沿山或爬山。由實際之例發現當 $\alpha \geq 70^\circ$ ，氣流才能對向山脈。一般情形，低層氣流為繞山，使背風面出現氣旋式之風切，上層氣流為爬山，而造成「迎風脊」與「背風槽」，進而造成背風副低壓中心。故第一類副中心，亦即山脈西側之副中心，僅有 α 角大時(一般 $\alpha \geq 70^\circ$)才有可能。而第二類分裂颱風，即如 SARAH 之例

者，因外圍(outer part)氣流均為沿山(α 角小，見圖 2)，此又與 β 角有關。故在此情形決不可能在山脈另一側出現副低壓中心。但因在 β 角小時，內圍(inner part)氣流，因甚氣流軌跡曲率大，且流速亦大，故在颱風中心之南之山上氣流可造成下坡流，造成顯著焚風與降壓效應，而產生副低壓中心。此項效應如上述僅在颱風內圍才有可能，類如此次之例，與颱風中心相差約僅 70 公里。此實際情形，外圍氣流軌跡因其曲率小可在山脈背風面產生焚風型之副中心，但必須 α 角大，反之內圍氣流遇山，可在其中心之南附近同側產生焚風型副中心。

(三)兩類分裂中心產生與夫如數(Froude number, Fr)之關係

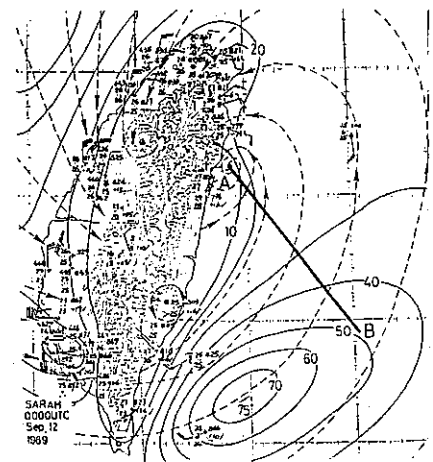
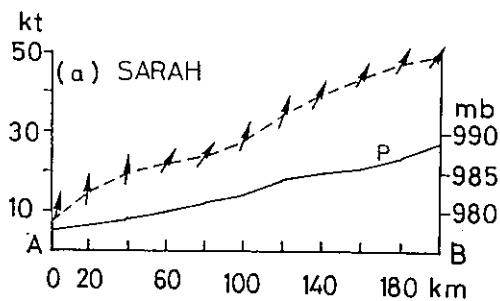
夫如數(Fr)之定義為： $Fr=U/NH$ 。式中，U 為上游方向特性風速，H 為山脈有效高度，N 為大氣中 Brunt-Vaisalla 頻率。一般常因上游無探空資料，係以一般標準值 $0.01S^{-1}$ 表示。Fr 數為氣流過山時是否可爬過山脈之最佳指示。其大小亦決定當 α 角大時，過山氣流究為「阻擋流」(blocked flow)，抑或「非阻擋流」(unblocked flow)，即可順利爬山。一般情形常以 0.5 為分野。如 N 與 H 一定，則決定於 U 之大小。在 SARAH 颱風中心之風速值估計可達 100 kts，而台東一帶之山脈平均高度約為 2000 公尺，故推測其 Fr 應大於 1，下坡流增溫顯著，並迅速發展成氣旋式環流中心，其距氣壓最低時，僅相差約一小時(見圖 4b 與 d，並見前述)。而 OFELIA 颱風，由圖 2 估計略為 0.5，亦為滿足。

(四)颱風氣流遇山兩類分裂中心之生成機制

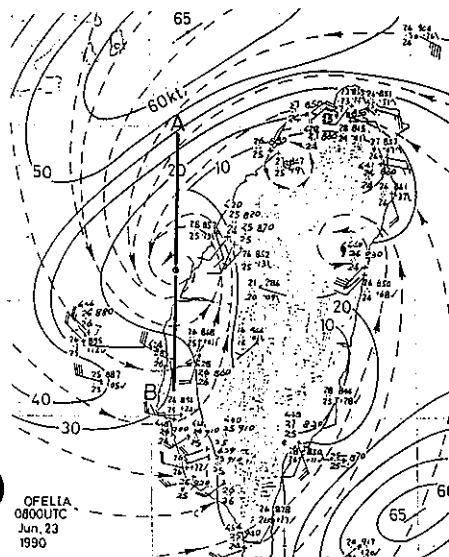
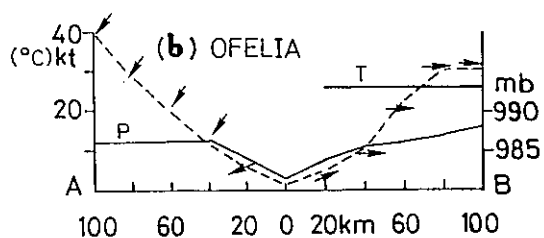
颱風氣流遇山，背風面副低壓中心之生成，基本上應歸因 Fr 數大，氣流爬山，因下坡流所造成之焚風效應。此處第二類 SARAH 颱風副中心之產生與焚風流關係在文中已作了分析。山脈西面之副低壓中心亦然，但受相當多的因子影響，此可參見王、鄭、葉(1996)。此為副中心在第一階段之生成機制，其後問題為如何轉變具有颱風型式，即具上升氣流且為暖心型者。

(五)兩類分裂中心之流場特性比較

第一類分裂中心，亦即出現在山脈西側背風面者，因出現之例極多(王，1992)，做有分析之個例亦甚多，例如王(1980)，蔡(1992，1993a)。其流場

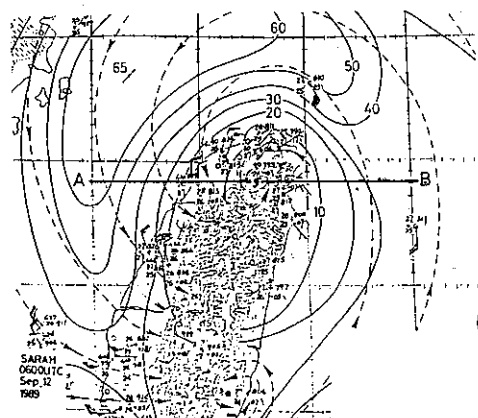
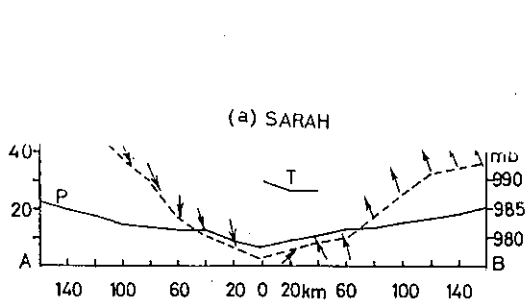


(a)

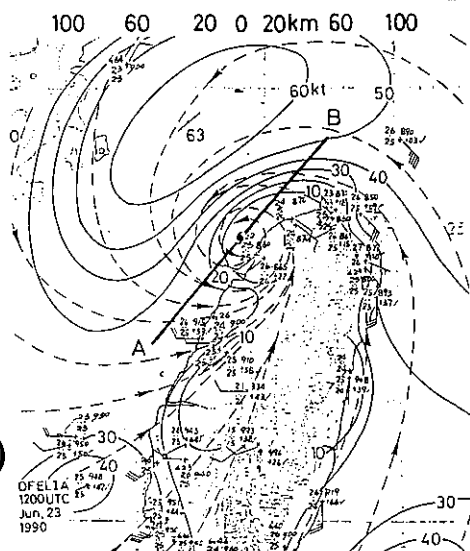
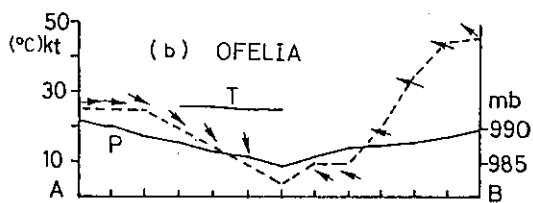


(b)

圖 13 SARAH 與 OFELIA 颱風，在其分裂副中心發展階段之副中心風場、溫度場與氣壓場變化空間剖面圖(海上無資料處，溫度分布從缺)。(a)SARAH(1989年9月12日0000 UTC)。(b)OFELIA(1990年6月23日0800 UTC)。各所附流場圖中，粗實線“AB”為據以製作該剖面圖之距離位置及方位。



(a)



(b)

圖 14 SARAH 與 OFELIA 颱風原中心併入分裂中心時之風場與氣壓場變化空間剖面圖。(a)SARAH(1989年9月12日0600 UTC)。(b)OFELIA(1990年6月23日1200 UTC)。其空間剖面圖所取距位置及方位，見所附流場圖中之粗實線段“AB”。

特徵，基本上均為相同，即：先出現有山脈西側，在下層「阻擋流」下之背風面分流邊界邊層(separated boundary layer)之「弱風尾流」(wake)區。在此一階段，在「弱風尾流區」中可繪出封閉之地面等壓線，但風弱無環流中心，可稱為中尺度低壓階段。第二階段副低壓增強並出現有風場中心與之配合。此副低壓之增強可發現至少有三種型式。其一為配合日中輻射增溫而使低壓增強，氣流輻合加劇所造成(例如，王、鄭、葉，1996)。第二型為低壓區出現有對流性降雨，凝結絕熱釋放，例如本次 OFELIA 颱風之例(參見圖 10，11，該副低壓區域曾連續有 6 小時之顯著降雨，高雄該日雨量達 124 公厘，台南 75 公厘，詳細討論非本文範圍)。第三型為在某種有利形勢下颱風流場之動量輸入至分流邊界層中。(這些型式之較詳細討論均非在本文範圍)。關於第二類副低壓(此處與所謂「分裂中心」同義)，亦即 SARAH 颱風出現於山脈東側者。此可說完全由於顯著焚風效應所造成(參見王、鄭、葉，1996)。局部之顯著「焚風下坡流」之增溫，每可使甚短時間內則形成中尺度渦旋。例如 SARAH 颱風(約出現最低氣壓一小時後即形成渦旋)，又 1940 年 8 月無命名颱風亦然(該颱風於 1 小時內溫度由 26 升至 37°C，參見王、鄭、葉，1996)。其發展過程可能亦經歷兩個階段，即：中尺度低壓至中尺度渦旋(詳細討論非本文之範圍)，但較第一類分裂中心演變過程時間尺度為小而已。

(六)兩類分裂副中心之地面水平結構比較

為便於比較，茲就二次颱風之分裂中心，根據其地面風場與氣壓場變化做出空間剖面圖，如圖 13a、b；及在合併階段(因其中心均在台灣北部，風場與氣壓場資料完整)之風場與氣壓場作出空間剖面圖，如圖 14a ~ b。藉各圖可見，分裂副中心無論在其生成階段或發展階段，其風場分布與氣壓場分布，均迥異於一般颱風，即接近於強迫渦旋(force vortex， $V/R=\text{const}$ ，式中 R 為半徑，V 為切線風速)型式，風速係隨半徑增加而增大。SARAH 颱風與 OFELIA 颱風最後主、副中心均為合併，在合併階段之風場同分裂副中心者，其風場係屬強迫渦旋型式，即實際係為減弱後之原中心併入副中心中。

五、兩類分裂颱風中心之渦度場特徵分析與比較

首先討論第二類分裂中心者。此處之圖包括 9 月 11 日 16 UTC 之地面流場客觀分析圖，見圖 15a，與藉此項流場圖所得出之相對渦度(ζ)圖，見圖 15b，此時之地面等壓線分析圖見圖 2。藉渦度圖可見，此時最著之渦度集中區有二，均非在颱風中心(中心在成功西北)，其一在台灣海峽北部與台灣北部，另一係在蘭嶼一帶，且可見均係由於地形效應所造成之「渦度產生」(vorticity production)。其中台灣北部與北海峽者係由於海峽「噴流」(channel flow)與山脈阻擋使風力減小所造成之「風切」(wind shear)(參見圖 15a)所產生。蘭嶼一帶由於氣流繞山之「角隅作用」(corner effect)(使風力增強)與山脈「遮蔽作用」(sheltering effect)(使風力減小)兩者所產生，主要亦係由於「風切」(詳見蔡，1995b)。而後者之渦度中心對台東區颱風副渦旋之形成擔負關鍵角色。又圖 16a、b 為 11 日 17 UTC 之地面流場客觀分析圖與藉以得出之相對渦度圖(此時間之地面氣壓場分析見圖 3)。比較圖 15a、b，可見在風場上在台東已有一分裂流環流中心，惟風場極不對稱(圖 16a)。由 16b 可見，在蘭嶼與綠島間之渦度中心較一小時前，略見北移，惟其中心強度增加達 1/3 以上(由 $117 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$ 增至 $194 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$)，渦度中心並不與分裂環流中心一致。台灣海峽北部之渦度中心，配合北上之原颱風中心，係為向南移動。由一小時後(18 UTC)之後之圖(附於圖 16b 中)，原在綠島東南附近之渦度中心已分裂為二，強度均見減弱。靠北之渦度中心略與已取代原颱風之副中心一致；靠南之渦度中心仍回歸至蘭嶼附近，與該處顯著氣旋式之風切相一致。藉以上之分析可見，就渦度圖而言，該在台東附近新產生之低壓中心係在原地形所產生中心附近，故該地形性渦度中心亦有助於該副環流中心之產生與增強。

以下再討論第一類分裂中心之 OFELIA 颱風之例，當其山脈西側出現副低壓中心並續見發展時之流場與渦度場之變化，有關於此各見圖 17 至 20。圖 17a、b 為相當圖 9 於 6 月 22 日 17 UTC 時之地面圖之時之流場與渦度場。藉 17a 與 b 均可見山脈

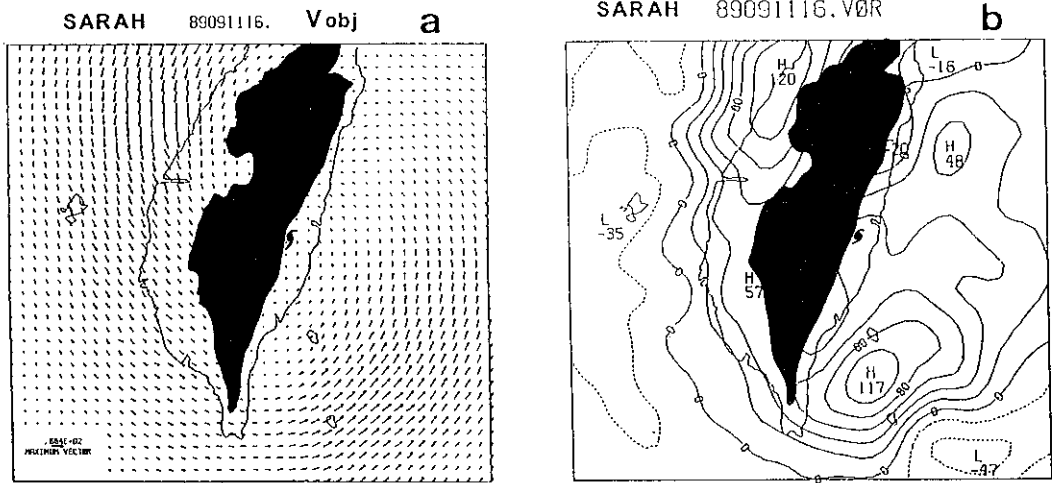


圖 15 1989 年 9 月 11 日 1600 UTC SARAH 颱風(a)風向量客觀分析圖(Vobj)·(b)渦度圖(Vort)·
單位為 $10^{-5} S^{-1}$ 。

CONTOUR FROM -.8000E-02 TO -.2800E-08 CONTOUR INTERVAL OF
.2000E-03 PT(13,9)= -.10501E-03 LABELS SCALED BY .1000E+06

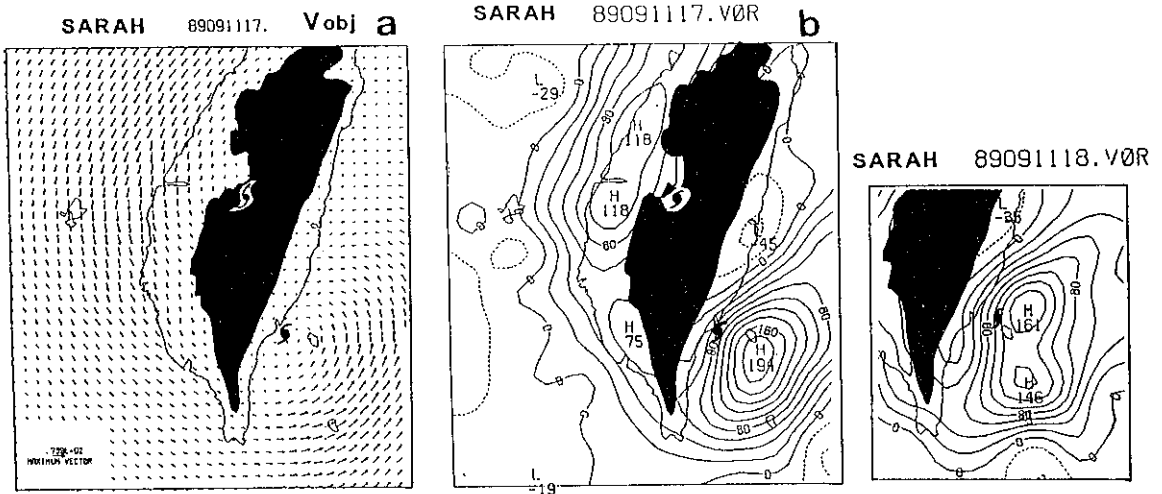


圖 16 同圖 15(a)與(b)·但為 1700 UTC 者。(圖右並附 18 UTC 分裂中心附近之渦度圖)

CONTOUR FROM -.8000E-02 TO -.2800E-08 CONTOUR INTERVAL OF
.2000E-03 PT(13,9)= -.91717E-04 LABELS SCALED BY .1000E+06

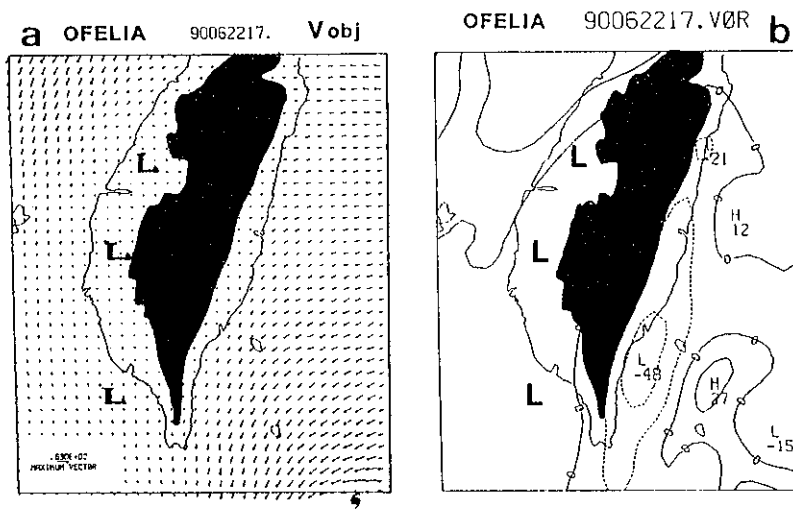


圖 17 1990 年 6 月 22 日 1700 UTC OFELIA 颱風(a)風向量客觀分析圖(Vobj)·(b)渦度圖(Vort)·
單位為 $10^{-5} S^{-1}$ 。

CONTOUR FROM -.8000E-02 TO -.2800E-08 CONTOUR INTERVAL OF
.2000E-03 PT(13,9)= .48691E-04 LABELS SCALED BY .1000E+06

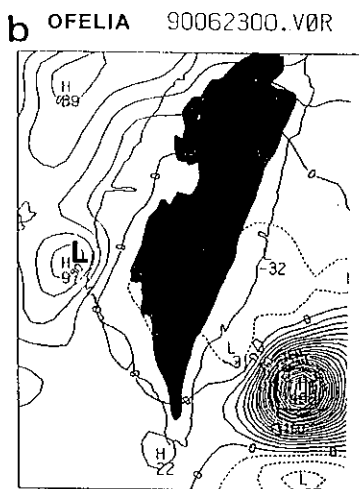
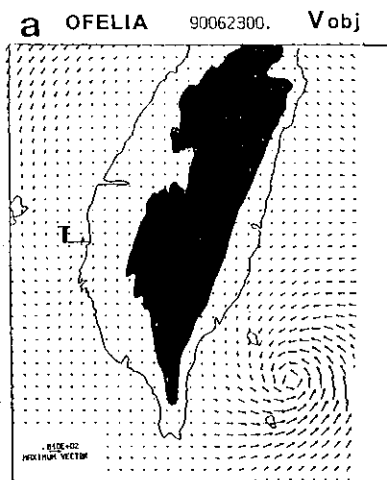


圖 18 同圖 17(a)與(b)·但為 23 日 0000 UTC 者。

CONTOUR FROM -.8000E-02 TO -.2880E-08 CONTOUR INTERVAL OF
.2000E-03 PT(3.9)= .73124E-04 LABELS SCALED BY .1000E+06

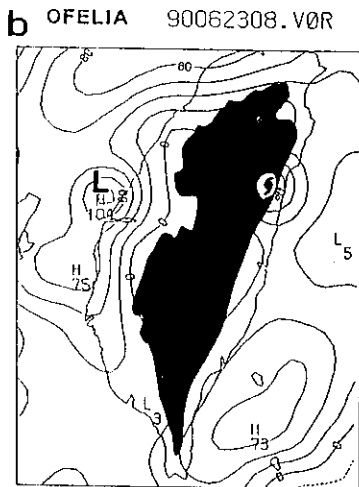


圖 19 同圖 17(a)與(b)·但為 23 日 0800 UTC 者。

CONTOUR FROM -.8000E-02 TO -.2880E-08 CONTOUR INTERVAL OF
.2000E-03 PT(3.9)= .28409E-04 LABELS SCALED BY .1000E+06

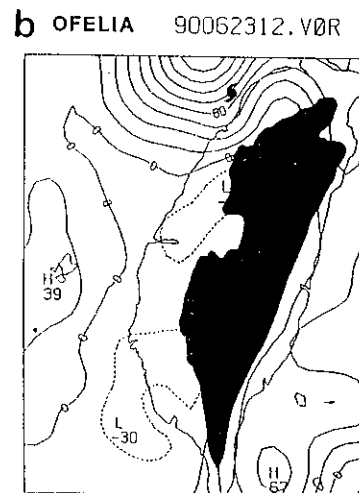
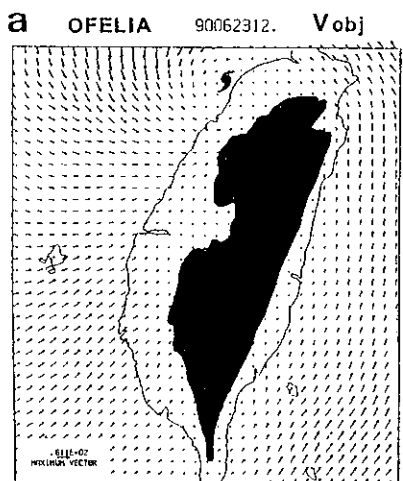


圖 20 同圖 17(a)與(b)·但為 23 日 1200 UTC 者。

CONTOUR FROM -.8000E-02 TO -.2880E-08 CONTOUR INTERVAL OF
.2000E-03 PT(3.9)= -.61211E-04 LABELS SCALED BY .1000E+06

西側。三個副低壓所在之處，無論風與渦度均極微弱，此為副中心在中尺度低壓階段之標準型式。至 23 日 00 UTC 之時，由圖 18a、b 可見，山脈西側主要副中心之處已出現風場中心，並有渦度中心與之配合(並參見圖 10a、b 之地面等壓線與風場分析圖，圖中均有原始地面各測站觀測資料，可供印證)。分析該副低壓已增強至中尺度氣旋(或稱渦旋)之原因，似應與該中心所在一帶有明顯降雨伴隨，不無關係(藉此亦可見基本上與背風槽下沈區相伴之中尺度低壓已改變其熱力結構，由下沈區轉為上升運動區，關於此仍待進一步之分析)。至 23 日 08 UTC 之時，由圖 19a、b 所示之流場與渦度場可見，無論原颱風中心與山脈西側之副中心均有渦度中心相偕(比較圖 19a 與 b)。另外，在台灣海峽與蘭嶼一帶仍可見有較上述兩渦旋中心範圍尤大之地形性渦度中心存在。至 23 日 12 UTC，由圖 20a、b 所示之流場與渦度場可見，因原減弱之颱風中心併入新竹一帶之副中心中(參見圖 7)，渦度中心顯著增強，範圍亦擴大，此與原在海峽北部之地形性渦度中心併合不無關係(可參見圖 12b 之風場分析)。

綜合此處所述，第一類 OFELIA 颱風分裂副中心與第二類 SARAH 颱風分裂副中心之渦度場特徵分析，顯見兩類副中心渦度場之發展有頗大不同。第一類颱風副低壓中心伴隨之渦度場發展，較為緩慢，開始有低壓中心時，並未見有渦度中心相偕。而第二類副低壓中心當其生成之時，即已有顯著渦度場相偕，此與原在蘭嶼一帶之地形性渦度中心相耦合不無關係。

六、結論

本文係為在颱風侵台下兩類完全不同副中心生成發展並取代原颱風之例之觀測研究。其中之一為山脈東側造成副低壓中心以取代原颱風中心之 1989 年 SARAH 之例，此處稱之為第二類分裂中心，過去均未見有討論。其另外一類則為中央山脈西側背風面生成副中心以取代原颱風，為 1990 年 OFELIA 颱風之例，此處稱第一類分裂中心。以下為此兩類分裂颱風觀測研究所得之結論：

(1) SARAH 颱風之分裂中心取代之例係極為

特殊者。經分析結果認為，係於原颱風登陸後，在中央山脈東側原中心之南之台東一帶引發強烈焚風，因升溫而引起降壓，兼之在颱風後部因原颱風離去，造成成功一帶之劇烈升壓，而在其南造成另一氣旋式環流(因台東為降壓)。其環流中心係出現於台東，乃在焚風造成最大降壓之 50 分鐘之後。顯係因有焚風造成低壓再引發環流中心，並取代原颱風成為主中心，而非原中心向南移動所致。其變化在一小時內完成，兩中心位置間距約 70 公里。

(2) 由渦度場分析可見，蘭嶼至台東一帶原存在有因角隅作用形成顯著氣旋式風切所造成之地形性渦度中心，有利於該焚風低壓發展成氣旋式環流。

(3) OFELIA 颱風提供一極佳之第一類副中心取代之例。由此處分析可見，在該颱風中心登陸花蓮時，在山脈西側已發展有明顯具有氣旋式環流之副低壓中心。該副中心發展似與該區一帶因降雨造成凝結絕熱釋放有關。因中心區伴生近 6 小時之較著降雨。

(4) 可發現 OFELIA 颱風山脈西側副低壓中心之生成發展之過程甚為緩慢。先為無渦度中心伴隨之微弱中尺度低壓之產生，而後在第二階段再發展為具有環流中心之中尺度氣旋(或稱渦旋)。為一般低層在「阻擋流制」(blocked flow regime)下山脈背風面「尾流」(wake)中，副低壓中心發展過程之典型之例。

(5) 上述兩類颱風副中心之生成、發展經作比較作論，其結果可輯如下表：

表一：兩類分裂副中心生成、發展之比較

項 目	第一類副中心	第二類副中心
1.其生成時「外圈」氣流之「流制」	在下層「阻擋流制」時	在下層為「沿山流制」時
2.相對於中央山脈及颱風中心之位置	在颱風中心之北之山脈西側	在颱風中心之南之山脈東側
3.其生成時與颱風環流及與氣流軌跡曲率(1/R)關係	係在颱風環流之「外圈」(outer part)，氣流曲率小	係在颱風環流之「內圈」(inner part)，氣流曲率大
4.颱風路徑與山脈走向之交角， β 角	$> 120^\circ$	$< 110^\circ$
5.颱風外圈氣流進入角， α 角	$\geq 70^\circ$	$< 70^\circ$
6.夫如數(Froude number)	≥ 0.5	> 1.0
7.副中心生成區之流場	在「弱風尾流」(wake)區中	在顯著之焚風下坡流中
8.副低壓中心生成後流場變化	增強，並發展有氣旋式環流	開始較強，發展小

誌 謝

本文蒙程家平、謝維權先生及林秀雯、陳慧娟、李金蓮小姐協助，特此致謝。本研究乃在國科會資助下完成，計畫編號 NSC80-0202-M052-06 和 NSC84-2111-M052-001。

參考文獻

- 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，1-100。
- 曲克恭，1977：中央山脈與颱風影響之分析研究。氣象預報與分析，第七十二期。
- 蔡清彥，1992：台灣地形對颱風運動、結構及強度影響診斷研究(I)：侵台重要颱風電腦資料庫建立及分裂過山颱風研究。國科會專題研究報告 NSC80-0202-M052-06，1-65。
- 蔡清彥，1993a：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庫建立及分裂過山颱風之進一步研究。國科會專題研究報告 NSC81-0202-M052-02，1-104。
- 蔡清彥，1995b：侵台颱風診斷分析：(一)分裂過山與非分裂過山颱風之比較研究。國科會專題研究報告 NSC84-2121-M052-001，1-155。
- Chang, S. W., 1982：The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1255-1270.
- Ishijima, S. and M. Estoque, 1987：An observational study of orographic effects on westbound typhoons crossing Taiwan. *J. Meteor. Soc. of Japan*, 65, 455-467.
- Smith, R. B., 1982：Synoptic Observations and Theory of Orographically Disturbed Wind and Pressure. *J. Atmos. Sci.*, 39, 60-70.
- Yeh, T.C., 1993：Effects of Taiwan orography on the motion and structure of typhoon, Ph.D. Dissertation. Naval postgraduate school, Monterey, California.

Observational Study of Two Categories of the Splitted Typhoons Caused by the Taiwan Orography

Ching-Yen Tsay, Shih-Ting Wang, and Tien-Chiang Yeh
Central Weather Bureau

ABSTRACT

One of the major problems involving the analysis and prediction of typhoons encountering Taiwan island is the formation, development, and evolution of the secondary low center within the typhoon circulation. The secondary low center not only causes the abrupt change in a typhoon track, but also affects the structure and intensity of a typhoon. In this study an observational study is given for the two typhoons, i.e. SARAH of 1989 and OFELIA of 1990, respectively. For the first typhoon, the secondary low occurred on the east side of the Central Mountain Range (CMR), and for the latter, the secondary low formed on the west side of the CMR. All the secondary lows in these two typhoons were developed into main circulation centers and replaced the original ones. The formation mechanism of these two categories of the secondary lows and their mutual comparisons are discussed in some details.