

侵台颱風「流型」與颱風路徑走向間之關係研究

王時鼎 謝信良 鄭明典 葉天降

中央氣象局

摘要

有關侵台颱風環流遭遇中央山脈「流型」(flow regime)變化之觀念，不但可藉之給出侵台颱風流場運動上之特徵，而且藉此項觀念之應用，對風場之預報問題亦可藉流型之劃分而獲得解決。最重要的，發現各「流型」與侵台颱風路徑變化亦有一定之關係。本文除了討論侵台颱風「流型」外，並對平直氣流過一障物之各家「流型」之研究作了介紹。在台灣區已定之山脈形式(shape)及山脈坡度下，計僅需二個參數，即：颱風旋流進入角 α 與上游之夫如數 Fr 即可定出侵台颱風流型之特徵。藉該兩參數計可分為四種流型，即(1)沿山流型(parallel flow regime)，(2)阻擋流型(blocked flow regime)，(3)非阻擋流型或稱爬山流型(unblocked flow regime)，(4)組合同流型(combined flow regime)上述(2)與(3)兩流型之組合，即：下層氣流為繞山、上層者為爬山。發現該各「流型」並分別與不同侵台颱風路徑密切相關。即：(1)「沿山流型」時，所伴隨之颱風路徑為西行，中心為連續過山者，主要條件為氣流進入角 $\alpha \leq 70^\circ$ ，不限颱風中心強度之大小與 Fr 之大小，且其移向均為相對於山脈長軸方向(β 角)為 $80^\circ \sim 110^\circ$ 者。(2)「阻擋流型」或稱「低夫如數流型」時，所出現路徑均為中心「不連續」過山之颱風路徑，亦即山脈西側有副中心生成並由副中心取代山脈東側之原颱風中心者。此時， $\alpha > 70^\circ$ ，颱風路徑類多為自東南向接近山脈($120^\circ \leq \beta \leq 200^\circ$)， $Fr \leq 0.5$ (估計)，同時台灣山脈西側各地，平均言有最小之風速。(3)「非阻擋流型」或稱「高夫如數流型」時， $\alpha > 70^\circ$ ， $Fr > 0.5$ 所出現之颱風路徑基本上有兩類，其一類為自台灣北方近海西行(上坡流出現於山脈西側)，另一類，為自台灣南方近海西行(上坡流出現於山脈東側)。且此時颱風中心強度與範圍均大。最主要的，山脈之下風面均有「焚風」之產生。(4)「組合同流型」時，此處未作對其伴隨特定颱風路徑之討論，因缺乏有代表性之上游探空觀測之故，但至少 1990 年 DOT 颱風即為顯著之一例。

一、前言

有關「平直流」(translational flow)過一障體之「流型」(flow regime)近年來已作了很多研究，例如：Smith (1989)，Schär and Smith (1993)，Lin and Wang (1996)，Reisner and Smolarkiewicz (1994)，Wang et al.(1997)。因此不但可藉之給出氣流過山流場運動上之特徵，且在預報上，亦可藉對「流型」的劃分而獲得解決。而使氣流過山之複雜現象之研究，向前邁進了一大步。在侵台颱風之情形下，發現如將颱風旋流遭遇中央山脈時能作出其「流型」的劃分與確定，不但對其流場之運動上特徵能獲得確認，而且對侵台颱風各地風、雨之分析與預報亦可獲得極大之幫助。蔡、王、鄭(1995)在研究侵台颱風環流中之「焚風下坡流」分析與預報時，已開始引入侵台颱風旋流「流型」之觀念，因「焚風」現象，基本上僅能在颱風環流過山於「非阻擋流型」(unblocked flow regime) 或稱「高夫如數流型」(high Froude number regime)下才能發生。及後謝、王、鄭、葉(1996)發現侵台颱風旋流「流型」

與侵台颱風路徑走向，亦有一定之關係。如此進一步如獲知當時侵台颱風路徑走向之資訊，則可知該颱風各地風場之特徵，反之亦真。而本文則為上文之進一步較有系統之研究。本文第二節為平直流過山「流型」研究評介與侵台颱風旋流流型討論，第三節為討論在「沿山流型」下侵台颱風路徑特徵，第四節為討論在「阻擋流型」下侵台颱風路徑特徵，第五節為在「非阻擋流型」下侵台颱風路徑特徵。第六節為各種侵台颱風流型及其伴隨路徑型式下風、雨預報討論，第七節為摘要與結論。

二、平直流過山流型評介及侵台時颱風旋流流型之討論

(一)平直氣流過一障體之流型

1. 流體靜力氣流過山之流型

在未討論颱風旋流過山之流型前，此處先對平直氣流過一障體流型作一評介。有關於此 Smith(1989)已曾討論二維層流過一不同山形之流

型。當層流(stratified flow)遇山時，基本上，其氣流軌跡係為爬山(over the hill)或是繞山(around the hill)。而當無因次之山高， $\hat{h}=hN/U \ll 1$ (式中 h 為山高， N 為 Brunt-Vaisala 頻率， U 為上游風速)，氣流將為爬山，反之 \hat{h} 為更大之值時在山脈上風面將發生一氣流停滯點(stagnation point)。在該點上，中心氣流線分離並沿山之兩側通過，亦即為繞山。上述滯留點同時可產生於山脈上空。在該點上 $u < U$ ，氣流線變為極端傾斜，因而產生「倒轉」，而像在海灘上波碎(wave breaking)之情形。故通常氣流遇山之流型圖均會討論此兩現象。Smith (1989)並根據兩無因次數，一為山高 \hat{h} ，一為山形與其大小(mountain shape and size)， $r = a_y/a_x$ (其中 a_y 、 a_x 各為障體在 y 方向與 x 方向之半寬)作出了無垂直結構變化大氣中(即 U 與 N 均為常數)之流體靜力氣流(hydrostatic airflow)過山之流型圖，其氣流流型可分為：(1)氣流分流或稱阻擋流型(blocked flow regime)，(2)動波型，或稱非阻擋流型(unblocked flow regime)，(3)氣流分流與波動同時存在區或稱聯合流型(combined flow regime)。詳可參見圖 1。

2. 均勻之淺水流過山之流型

Schär and Smith(1993)在研究淺水流過一孤立山脈第一部分：「渦度產生與尾流形成」一文中，亦有論及淺水流(shallow-water flow)過一無表面摩擦之圓形山脈之流型圖。其所用參數有二，各為上流之夫如數 Fr_∞ (upstream Froude number, $Fr_\infty = U_\infty / \sqrt{g^* H_\infty}$) 及無因次山高， $M(M = h_m/h_\infty)$ ， h_m 為山高， H_∞ 為淺水流厚度)，計可出現三種流型，各為：(1)無黏性流過山型，(2)與水躍相聯尾流型，與(3)山高較「淺水流」厚度為高所造成尾流型。在流型(1)中，流動在各點均為「次臨界」型($Fr < 1$)，因此水躍(hydraulic jump)無由產生。在流型(2)中，流動為「超臨界流」($Fr \geq 1$)，並在下坡面有水躍(jump)存在。故此時上、下游區域對稱情況已消失，其中又可分流型為 2a 與 2b。在 2b 中，山之下游之尾流中有一發展完備之「迴流」(reverse flow)，而流型 2a 則否。在流型(3)中，迴流控制山脈之全部下山面，並在下山面(the lee Slope)有其自己之滯留點(stagnation point)。因此在尾流中之流體可稱之「尾流流體」(wake fluid)，此藉「分離氣流線」(separating streamline)以分開外側「越過流」(passing stream)，而以「分離點」(separation point)為界。在此情形我們稱之為「流動分離」(flow separation)。在上述流型有尾流形成之(2)與(3)並均與位渦產生相聯。詳可參見圖 2。

3. 二維層流過山之流型

林玉郎與汪庭安，在其 Lin and Wang(1996)文中曾以「二維層流過一孤立山脊之流型與瞬變動力學(transient dynamics)」為題，對二維、無重直結構、非旋、連續分層、流體靜力、均勻之布氏(Boussinesq)流過一孤立山脊之流型作了研究。計可分四種流型，即：(I)流動既無高層波碎(wave breaking)亦無

上游阻塞($F > 1.12$)，(II)流動有高層波碎但無上游阻塞($0.9 < F \leq 1.12$)，(III)流動同時有高層波碎與上游阻塞，但波碎先見發生($0.6 < F \leq 0.9$)，(IV)流動同時有高層波碎與上游阻塞，但阻塞先見發生($0.3 < F \leq 0.6$)。其氣流流型圖所用參數有二，一為夫如數($F=U/Nh$)，此處 U 與 N 各為上游之基本氣流速率，與 Brunt-Vaisala 頻率， h 為山高)，一為 h/a (h 為山高， a 為山脈之半寬，亦即山脈之坡度)。圖 3 所示則為其流型圖。藉圖根據不同之 F 與 h/a 計可分為四個流型，各如圖 3 中所示。

4. 引入熱力作用後層流過一三維山脈之流型

Reisner 與 Smolarkiewics(1994)曾根據兩項參數 F 與 η^* ，其中 $F(\equiv Fr)$ 之定義同前，而 η^* 為熱力強迫參數($\eta^* = (L^* Q/UH)(\partial \bar{\theta}/\partial z)^{-1}$)，其中 L^* 為特性長度尺度，以山脈原點為中心， Q 為平均加熱率， U 與 H 為速度與長度尺度， $\partial \bar{\theta}/\partial z$ 為周圍大氣位溫隨高度之變化率)而作出氣流受加熱效應後之流型圖，見如圖 4。圖中各細實線之曲線代表不同之等風速線 U 。沿各線上， η^* 變化與 N^2 成比例。粗實線(在圖之下方)為分隔阻擋(blocked)流型至非阻擋(unblocked)流型(在圖之上部分)之變易線。粗斷線為區別流動為山脈強迫所支配(在該曲線以下)至流動反應為增溫所支配(曲線以上部分)之曲線。其結論為，當 $\eta^* \geq 1$ 時，層流無視於 Fr ，均可越山；當 $|\eta^*| \ll 1$ ，熱力強迫作用(指地表非絕熱增溫與冷卻所成之影響)可予忽視；當 $\eta^* \sim Fr < 1$ ，一自阻擋流至非阻擋流臨界變易帶可能發生，熱力效應在山脈背風面較迎風面遠為明顯。其所作數值模擬結果，可估計是否有自阻擋流至非阻擋流之流型將會發生。此處所謂阻擋流為山脈下層迎風面氣流有滯留點與氣流分流。非阻擋流為氣流可越過山脈而非繞過山脈。此處流體為層流，舉凡地球自轉、表面摩擦、黏度、耗損、及濕氣量均不考慮。

5. 不同氣流進入角下均勻氣流經過橢圓障物之流型

汪、吳、林(Wang et al., 1997)在「台灣地形受颱風影響下之一簡化數值研究」一文中，已考慮不同氣流進入角(α)下進入氣流流經一橢圓障物時之流型。此項流型基本上已與颱風旋流過台之流型頗為相近。其以障物不同之長寬比 $\beta(\equiv a_y/a_x)$ ，即：障物垂直於氣流方向之半寬與平行氣流半寬之比)與氣流進入角 α 兩者作出不同 Fr 數下過一障物之流場數值模擬。其最重要之一圖(其文中之圖 3)中已作出，(a)當 $\alpha = 0^\circ$ ， $\beta = 1/3$ 時，氣流基本上係沿山而行(註：即我們圖 5 中之所謂「沿山流型」)，因係為平直氣流，其上風面既無滯留點，下風面亦無尾流與渦旋。亦即：在長橢圓障物下，上游無阻擋作用，背風面亦無氣流減速作用。此與 Smolarkiewicz and Rotunno(1990)所見在小長寬比障物下無上游滯留點及 Smith(1989)之所論述者等相同。(b)當 $\alpha = 45^\circ$ ， $\beta = 3$ 時(即相當於氣流進入角為 45° 時之台灣地形下之情形)，可發現當 $Fr \leq 0.7$ 時，上風面均有迴流區(reversal zone)，以及

旋流遭遇中央山脈情形時，已甚相似，可參見王，1980)。(c)當 $\alpha = 0^\circ$ ， $\beta = 3$ 時，在 $Fr = 0.3$ 與 0.5 情形，上風面迴流區更見顯著並向上游發展，而且下風面渦旋亦更見擴大。

以上之數值模擬，基本上已與颱風旋流遭遇中央山脈之流型，在定性上已頗見一致。亦許最大之不同點，颱風為一旋流，而並非為一平直氣流，故最大不同點為有氣流之氣旋式曲率介入，另外並有明顯之水平風切，因此其性質有甚大之不同，關於此在下一小節中再行討論。

(二) 侵台颱風環流遭遇中央山脈之流型

在作者等(謝、王、鄭、葉，1996)一文中，已初步作出了侵台颱風由於環流受中央山脈影響，經分析略可分為四種流型(圖 5)，即：

- (1) 沿山流型(parallel flow regime)
- (2) 阻擋流型(blocked flow regime)
- (3) 非阻擋流型或稱爬山流型(unblocked flow regime)
- (4) 組合流型(combined flow regime)。上述(2)與(3)兩流型之組合，即：下層氣流為繞山、上層者為爬山。

我們實際上僅用了兩個參數以作出該項流型圖。其一為夫如數(Fr)，此為最主要之參數，在上述各平直氣流，包括密度分層氣流或不可壓縮氣流(如淺水流)，均為主要參數或唯一參數(僅淺水流之 Fr 定義略不同而已)。另一為氣流進入角(α)，因颱風旋流與一般平直氣流遇山最大不同點，則為氣流進入角隨時間有不同與變化而已。但必須特別說明的，侵台颱風流型尚受以下之制約(constraints)。

1. 颱風氣流之水平風切與曲率之考慮

關於此一方面，如將颱風流場分為兩部分，即：外圈部分(outer part)與內圈部分(inner part)，基本上可作解決。外圈部分，可認為颱風外圈之無「渦度」部分，亦即風切與曲率所產生渦度恰為相反。另外，該區中氣流受「導流」影響，特以在颱風前進方向之右半部，風切甚少，且曲率亦少，故可以視之以「近似平直氣流」，但基本上仍受氣流進入角 α 之影響。為使外圈部分更為定量化，因中央山脈平均寬度不足一個緯度，故可以氣流曲率半徑為大於 100 公里(即曲率大於 $1/100$ ，即 0.01km^{-1})時，即可謂為外圈。此項觀念極為重要，例如當曲率 $< 0.01\text{km}^{-1}$ 時，亦即颱風中心距山脈約 1° 緯度範圍以內時，該項流型圖，則不適合。因此時，爬山流與下坡流可能均將在山脈之同側，而且此時水平風切甚大，甚不易決定其 Fr ，而不合圖 5 所示之流型。

2. 台灣中央山脈水平形式及其坡度之影響

此處所謂中央山脈之水平形式(shape)，亦即 Smith(1989)之圖(圖 1)之水平尺度比 $r = a_y/a_x$ (horizontal aspect ratio)。中央山脈形式為頗近橢圓形之形式，長軸略為三個緯度，短軸略為一個緯度，亦即 3 : 1 之比。此亦所以 Yeh and Elsberry(1993a, 1993b)及 Wang et al.(1996)主要均用此值。又 Smith(1989)之流型圖(見圖 1)，已含氣

流進入角 α 之觀念，因其流動為自左至右， r 值自 0.1 至 10，亦即為 α 角自低值至高值($0^\circ \sim 90^\circ$)。

又有關山脈坡度對流型之影響，可參見 Lin and Wang (1996)之流型圖(圖 3)。在其所分四種流型中，障物坡度(h/a)對其之影響，遠不若夫如數(Fr)影響之顯著(圖 3)。地形坡度大小僅影響「上游阻擋」與「上層波碎」現象出現之時間遲早而已。在台灣中央山脈之情形，就緯度在 22.5°N 至 24.5°N 以內(大武以北至宜蘭以南)情形之坡度均略在 0.1 至 0.3 之間。而此處 22.5°N 至 24.5°N 範圍以內之中央山脈平均高度略在 2000 公尺以上，所謂侵台颱風過山對其結構所造成之變化係指上述該山脈該範圍以內而言。而所謂對颱風所造成之結構變化，大別之可分兩類。其一為颱風過山之時，其路徑為「連續過山」者(根據每小時資料之分析)，亦即一般所謂「自由過山」(王，1980)。另一類為颱風過山之時，其路徑為「不連續過山」者，亦即颱風過山時，在地面分析圖上山脈東側之原中心消失，而由山脈西側之副低壓中心所取代，或稱之為「分裂過山」(參見王，1980, 1992)。

3. 颱風移近台灣時中心之位置

此牽涉到颱風中心之強度與範圍，此將在以下各節再討論之。

根據上述討論略可得侵台颱風環流遭遇中央山脈之流型圖如圖 6。必須說明，本圖各參數及圖中各曲線均為經驗式，而為依據上述平直流體過一障物各種流型，特以參考圖 1 推衍而成，因迄至現在止，旋流過一障物之流型，尚未有見建立。按層流(stratified flow)遇一障物，依其夫如數($Fr = U/NH$ 或其倒數，稱無因次山高)大小可分為兩種基本流型，其一為山岳波型，另一為山岳尾流型(Smith, 1991)；而 Lin and Wang (1996)所分四流型中，有關上游阻擋流型，亦均出現有波碎者(見上述)。在颱風旋流過山情形下最有興趣者，並非為大氣上層所產生之山岳波，而係是否出現阻擋(blocking)，亦即尾流(wake)。而在颱風旋流情形下，隨颱風路徑走向不同，氣流進入角 α 亦隨之不同，故此處係用兩參數 Fr 與 α 以定颱風旋流過山之流型。經作實際侵台颱風流型(flow regime)與 α 角關係之調查，略可得就此處颱風旋流之定義下(在 outer part 時， $K = 1/R = 1/100\text{km}^{-1}$)，當 $\alpha \leq 70^\circ$ 時，颱風氣流略均屬「流型 1」，亦即為「沿山流型」(parallel flow regime)，根據圖 1，沿山流型區又隨 Fr 增大， α 趨於減小。而當 $\alpha > 70^\circ$ 隨 Fr 之大小略可分為三型。其一為阻擋流型(blocked flow regime)。Smolarkiewicz and Rotunno(1989)曾論及層流過一障物在 $Fr \sim 0.1 - 0.5$ 時尚無理論可稽。線性重力波理論一般僅當 $Fr \gg 1$ 才有效。而根據該文所作之數值模擬結果，主要即為此處之「阻擋流型」下之情形(Fr 在 $0.1 - 0.5$)。由其之數值模擬 $Fr = 0.66$ 時，基本上已屬爬山流，背風面並有下坡流發展，亦即此處所謂「流型 3」之「非阻擋流型」(unblocked flow regime)，惟定此時 $Fr > 0.5$ 。另外，因為可發現在颱風侵台

時，山脈上游之 U 及 N 均隨高度而變，而使下層屬「阻擋流型」，上層則屬「非阻擋流型」，亦即此處所謂之「組合流型」(combined flow regime)(可參見王與郭，1996，對 1990 年 DOT 之討論)。

三、在「沿山流型」下侵台颱風路徑特徵

所謂「沿山流型」，由圖 5a 可見，此時山脈東、西兩側，基本上颱風旋流均為沿山而行，此時氣流進入角 $\alpha \leq 70^\circ$ 。因 α 角相對於中央山脈之颱風路徑走向有一定關係，由歷年侵台颱風路徑統計，發現颱風登陸過山時路徑為連續之颱風，至少中心在移近台灣約二個緯度之內之移向，相對於中央山脈走向而言(略為北偏東 20°)之角度，此處稱 β 角，約在 $80^\circ \sim 110^\circ$ 之間(亦即其走向為 $100^\circ \sim 130^\circ$ 之間)。圖 7 所示即為 1949 ~ 1996 年共 36 次西行登陸台灣之颱風，路徑為「連續」颱風統計圖(此處所謂「路徑連續」係相對於圖 8 過山時路徑為「不連續」之颱風而言)，該圖係根據我們所特別保有之逐時颱風路徑圖所調製，各颱風均加以編號，各編號之颱風名稱及發生年、月、日各見表 1。由圖 7 極為明顯，在該 36 次登陸台灣颱風中，幾乎除編號 20 號，1974 年 7 月 17 ~ 19 日之 JEAN 颱風為經過東北角基隆一帶，以及 11 號，1962 年 8 月 4 ~ 6 日之 OPEL 颱風為經過 24.8° N 山脈較低之處之外，其餘幾均滿足上所述路徑連續過山之條件，即在「中心距台約二個緯度內之 β 角為 $80^\circ \sim 110^\circ$ 」，又此處所謂過山，係指中心在 22.5° N 至 24.5° N 之間過境而言。在該範圍內，中央山脈高度平均在 2000 公尺以上，在該高度以上過山之颱風，中央山脈已可對其造成顯著之影響(見前)。因當颱風接近山脈， β 角在 $80^\circ \sim 110^\circ$ 以內時，可保證 α 角 $\leq 70^\circ$ ，即在中心移近時係在「沿山流型」之中。由上討論可明顯得到下述之結論，即：在侵台颱風流型(flow regime)為「沿山流型」時，凡越過中央山脈之颱風，其路徑均為「連續」者，其逆亦真。表 1 中有作出各颱風中心距台灣 2 個緯度內之 α 值。其值為 0° 至 70° 不等，平均為 40° 。 α 值之大小，基本上又與颱風範圍大小有關：颱風範圍愈大， α 角愈可代表颱風環流，一般情形均偏小；另外， α 角大小，又與颱風中心距 α 角之參考點(此處主要以彭佳嶼為準)遠近亦為有關，如自中央山脈南段接近山脈之颱風， α 角一般均為較大(參見表 1)。又表 1 中我們亦列入颱風距台灣 2 個緯度內之近中心之最大風速。可發現其值最大可達 165kt，最小則僅達 50kt。在上述 $22.5^\circ \sim 24.5^\circ$ N 兩個緯度內過山颱風，風速小於 100kt 者有 6 個，佔總數 20 個之 30%，故由此可見中心最大風速與其過山時路徑是否為「連續」均無關。又類此路徑，因 α 角小($\leq 70^\circ$)氣流均為沿山而行，氣流爬山動力效應不著，雖可見有迎風脊與背風槽

之效應，但基本上均無山脈背風面副低壓之產生，故無下述第二類颱風山脈西側副中心生成發展以取代山脈東側之原中心之事實(註：在台東及以南自由過山路徑連續颱風，仍可允許山脈西側副低壓中心之生成，參見表 1)。

四、在「阻擋流型」下侵台颱風路徑特徵

在西行侵台颱風「阻擋流型」下，台灣區域流場最主要特徵，為山脈東側氣流上風面出現「氣流滯留點」、「氣流分流」與「滯留區」。山脈西側氣流下風面為主要出現「分離氣流線」(Separating streamline)與「弱風尾流」。就氣壓場而言，可發現上風面有高壓脊及下風面有低壓槽與副低壓之發展，我們曾利用這些參數對侵台各颱風作出特性統計(謝、王、鄭、葉，1997)，而表 2 則就各重要參數另為製表。由表可見在「阻擋流型」下，每一颱風在山脈西側之背風面均有副低壓中心之生成，並可見該副中心均見有取代原山脈東側之颱風主中心，亦即過山時造成颱風路徑「不連續」之現象。鑑於「阻擋流型」與侵台過山「不連續」路徑颱風間之上述基本關係，我們曾作出 1949 ~ 1996 年間共 18 次在「阻擋流型」下之各颱風路徑圖如圖 8(並參見表 2)。由圖極有興趣的為該 18 次颱風路徑，除 3 次颱風，即編號 7、12 及 10 外，其餘在登陸前，其路徑有一極明顯特徵，即：其移向均為西北，其路徑與山脈主軸方向之交角略均 $> 110^\circ$ 。因在此情形下颱風外圈氣流(此處定義為距中心一個緯度外，此一個緯度之長度係參考中央山脈之平均寬度之值，並參見前述)，基本上為正對中央山脈(即與中央山脈長軸方向略成 90° 之交角)，且此時因係在「阻擋流型」時，颱風中心之運動係為非連續者，亦即颱風過山時山脈西側先有副低壓中心之生成，而後當颱風中心登陸後，在地面圖上原中心趨於消失，而由副中心所取代。由上討論及圖 8 可見，由颱風旋流過山時之流型即可預測出颱風過山時路徑之連續與否，至於此項路徑連續與否之重要性，將在後述侵台颱風流型與風雨預報關係再行討論之。

五、在「非阻擋流型」下侵台颱風路徑特徵

以上均一再論及，此處對侵台颱風流型(flow regime)之定義，限在颱風外圈部分，亦即距颱風中心一個緯度以外侵台颱風流型而言。因「非阻擋流型」(unblocked flow regime)，由於山區氣象資料不足，無法直接作出分析。而且在颱風接近時，在近海區域無法獲得有代表性之探空站，以決定上游氣流之夫如數 Fr 中之特性風速 U 之值，但至少有一

項參數可作「非阻擋流型」發生之指示，即：在其下風面是否有出現「焚風下坡流」現象而確定之。有關於此，蔡、王、鄭(1995)「台灣地區颱風預報輔助系統建立之研究(三)」已作過計 19 次顯著焚風之例之調查與分析(該文 P.175 ~ 330 共 196 頁)，並曾就此現象作了五項問題之討論(見該文該頁數內)。及後在該一系列後一年研究文中(謝、王、鄭、葉，1996)，作了 13 次中輕度焚風之例($34 > T_{max} \geq 32^\circ$)之調查與分析(該研究 P.69 ~ 142 共 74 頁)。與上兩次研究共計作了 32 次颱風之個例研究。此處所作「非阻擋流型」下侵台颱風路徑特徵分析，僅限在台灣北方近海過境(表 3 及圖 9a)及南方近海過境(表 4 及圖 10a)之颱風，實際此僅代表「非阻擋流型」颱風路徑特性研究之一部分，目的僅在簡化此項流型颱風路徑特徵之複雜性而已(可參見圖 8b 與及 c、及圖 10b 與 c)。由圖 9a ~ d 與 10a ~ c 可見，在台灣中央山脈情形下與因颱風「非阻擋流型」影響有關之颱風路徑最著者，計有兩型，即上已述及之經過台灣北方近海與南方近海之兩型颱風(此處就侵台颱風路徑分類而言，各為第一類與第五類颱風。而上述颱風中心過山路徑連續或不連續颱風，在分類圖中則屬第二、三、四類颱風，「連續」與否為其進一步分類而分為兩型而已，參見謝、王、鄭、葉，1997 之 P.38 ~ 41)。經過北方海上者(圖 9a ~ d)下坡流出現於中央山脈東側，上坡流在西側；經過南方海上者(圖 10a ~ c)，則反是。侵台颱風流型(flow regime)對風雨之預報重要性，是上坡流處造成顯著之豪雨，下坡流處造成顯著之焚風(有關於此，下節再行討論)。又我們在討論「沿山流型」時，曾說到，只要當侵台颱風在「沿山流型」時，其過山颱風均為路徑連續者，無視於颱風之強度大小，而僅與路徑移向及相對於中央山脈登陸位置有關。但在「非阻擋流型」時，除了颱風路徑移向及相對於中央山脈位置外，颱風強度(以中心最大風速表出)與範圍(以 30 與 50kt 風半徑(km)表出)卻為極為重要之參數。因上經論及在給定地形型式(例如台灣略呈橢圓形，長短軸之比略為 3 : 1)及給定山脈坡度情形下，決定「阻擋流型」與「非阻擋流型」之參數即僅為夫如數(Froude number)Fr 即可，而 Fr 在已知之山高(H)及已知大氣穩定度(N)條件下，該值大小完全決定於氣流上游處之風速(U)，其值即與該颱風之強度與範圍為有關。可發現在第一類颱風(在台灣北方海面西行者)情形下，此處計可作出 25 次颱風之例(圖 9b 與表 3)，但真正誘生下坡流「焚風」(「非阻擋流型」)($T_{max} \geq 32^\circ\text{C}$)者，僅有其中之 13 次颱風(參見圖 9a 與表 3)。但如我們進一步核驗其各颱風之「強度」與「範圍」(表 3)，可發現造成「非阻擋流型」之颱風基本上有相對的最大強度與範圍，該 13 次中 9 次颱風(東部測站之 $T_{max} \geq 34^\circ\text{C}$)之平均中心最大風速為 118kt。其中僅一次屬中度颱風，即 1990 年 8 月 29 ~ 30 之 ABE，該颱風仍值進一步研究。而上述 $T \geq 32^\circ\text{C}$ 者計 13 次颱風，其平均最大風速為 117kt。

而在第一類颱風中未造成焚風下坡流之 12 次本類颱風之平均最大風速僅 65kt。此處討論尚未論及該各颱風之水平範圍及中心距台之遠近，但至少僅中心強度一項，已給出本類颱風(台灣北方海上西行颱風)，是否可出現「非阻擋流型」，即使在預報上均可獲得甚佳指示。

至於有關第五類颱風(台灣南方海上西行者)情形，此處我們給出了 35 次颱風之例(圖 10a)。該各颱風中台灣流場屬「非阻擋流型」，即出現顯著「焚風下坡流」($T_{max} \geq 34^\circ\text{C}$ ，露點數字略)情形下，計凡 15 次。其中 6 次下坡流較強者($T_{max} \geq 35^\circ\text{C}$)，其中心最大強度平均達 118kt。另外，可發現中心風速在 65kt 以下，西部亦可見有顯著出現最高溫度者，如：1973 年 JOAN、1979 年之 GORDON、1980 年之 IDA、1984 年之 WYNNE、1984 年之 JUNE。類此之例之「焚風」現象將再加審視。另外，並有 20 次台灣西部並未見有「焚風下坡流」者。其出現颱風個數猶較出現有「非阻擋流型」者為多。其因約有下述數端：

1. 台灣西部無「焚風」並不一定代表無「下坡流」，亦即無「非阻擋流型」(unblocked flow regime)，此在蔡、王、鄭(1995)文中已作了頗詳細分析。因台灣西部有頗大平原，西部「焚風下坡流」如出現於夜間常受輻射冷卻效應所抵銷。

2. 台灣西部之焚風下坡流，以山脈坡度較東部者為平坦，下坡流現象原就較東部者為不顯著。但此不意味此時山脈東側無上坡流，亦即仍有「非阻擋流型」。

3. 類此第一類颱風(台灣北方海上西行)與第五類颱風(台灣南方海上西行)，由於其 Fr 仍可在低夫如數(low Froude number)情形，亦即在「阻擋流型」與「阻合流型」情形時，故無「上坡流」與「焚風下坡流現象」。

4. 此處茲附第一類及第五類颱風路徑情形下，發生「非阻擋流型」之颱風相對於中央山脈位置及颱風中心之強度各如圖 9c 與 10b，以及在此情形下，其所出現「非阻擋流型」時「焚風下坡流」之強度(以 T_{max} 值表出)如圖 9d 與 10c，該各圖立可供預報第一類颱風(在台灣北方近海過境)與第五類颱風(在台灣南方近海過境)是否將伴隨有「非阻擋流型」之參考。

六、摘要與結論

本文在評介了很多氣象學家有關「平直流」過一障體之流型特徵後，再參照以研討「颱風旋流」遭遇台灣中央山脈時之流型特徵。認為在台灣已定之山脈形式(shape)及山脈坡度下，計僅兩項參數，即：颱風趨近時之旋流進入角 α 與山脈上游之夫如數 Fr 即可決定侵台颱風之流型特徵。此處所謂颱風之「趨近」，僅限侵台颱風之外圈部分(outer part)趨近而言，因颱風內圈(inner part)部分，不但氣流

曲率變化過大，而且風切變化亦然。此「外圈」之界限以中央山脈平均寬度約 1 個緯度，則約 100 公里，亦即氣流曲率大於 $1/100 \text{ km}^{-1}$ 為內、外圈之限制。利用上述制約及兩項參數，一項侵台颱風旋流之流型經已作出。即：(1)「沿山流型」，當於 $\alpha \leq 70^\circ$ 時，且無視 Fr 大小；(2)「阻擋流型」，當於 $\alpha > 70^\circ$ ， $Fr \leq 0.5$ ；(3)「非阻擋流型」， $\alpha > 70^\circ$ ， $Fr > 0.5$ ；及(4)「組合流型」，當中央山脈高度層內垂直向 U 與 N 非為常數，且滿足在下層內 $\alpha > 70^\circ$ ， $Fr \leq 0.5$ ，在上層內 $\alpha > 70^\circ$ ， $Fr > 0.5$ 。必須說明上述兩參數之值略均屬統計驗證所得之結果。又按層流遇山所造成之流型特徵有兩：其一為下層氣流因阻擋所造成之「尾流」，其二為上層氣流所造成之「波碎」(wave breaking)。而此處僅限下層之型式，而未考慮「波碎」(Smith, 1989; Lin and Wang, 1997)，故僅分以上之四種流型。由上述颱風侵台時，各流型之形式已經作出，藉之即可確定各流型之流場運動上之特徵，並可藉之對侵台颱風流場之預報上之應用。因颱風降雨與流場運動上之特徵息息相關，故此處此項「流型」之設計，亦可供侵台颱風各地降雨分析與預報應用之需。

有關侵台颱風旋流流型，可發現與侵台颱風路徑走向有一定之關連。經作實際調查獲知：(1)在「沿山流型」下，其所偕隨之颱風路徑均為西行，且為中心登陸台灣。當其過山時，路徑且為「連續」過山者。本類颱風不限颱風強度之大小，惟其路徑走向，在趨近時(一般至少在距台灣二個緯度範圍內)均需相對於山脈長軸方向(β 角)為 $80^\circ \sim 110^\circ$ 之間，亦即正對山脈而行。(2)在「阻擋流型」或稱「低夫如數流型」下，其侵台颱風路徑係為中心「不連續」過山，亦即山脈西側有副低壓中心生成，並由副中心取代山脈東側之原颱風中心者。此時颱風均為自東南向接近山脈，即： $120^\circ \leq \beta \leq 200^\circ$ ，此種路徑在中央山脈西側常有最小之風速。(3)在「非阻擋流型」或稱「高夫如數流型」下，此時所出現之颱風路徑基本上有兩類：第一類為自台灣北方近海西行(上坡流出現於山脈西側)，另一類，為自台灣南方近海西行(上坡流出現於山脈東側)。可發現此「非阻擋流型」颱風中心強度與範圍均大，此實際為需滿足夫如數 $Fr > 0.5$ 之故。而且基本上在山脈下風面，均將有「焚風下坡流」之產生。(4)在「組合流型」時，因於山脈迎風面之山脈高度層以內之 U 與 N 垂直間變化常或甚大，且如其變化有跨越 $Fr = 0.5$ 線處之時，即會出現「阻合流型」。前面三型基本上均可藉地面圖資料獲得確定，但第四型除非上游有探空資料，否則殊難斷言，故在本文中未作深入討論。

誌謝

本文部分內容曾與彭立博士討論，獲益良多，又本文蒙鍾孝林先生與李金蓮小姐協助，特在此一

併致謝。

參考文獻

- 王時鼎，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，1-285。
- 蔡清彥、王時鼎、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。
- 謝信良、——、——、葉天降，1996：台灣地區颱風預報輔助系統建立之研究(四)。中央氣象局專題研究報告 CWB84-1M-01，1-356。
- Lin, Y.-L., and T.-A. Wang, 1996: Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an isolated mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, 53, 139-158.
- Reisner, J. M., and P. K. Smolarkiewicz, 1994: Thermally forced low Froude Number flow past three-dimensional obstacles. *J. Atmos. Sci.*, 51, No.1, 117-133.
- Schär, C., and R. B. Smith, 1993: Shallow water flow past isolated topography. Part 1: Vorticity production and wake formation. *J. Atmos. Sci.*, 50, No.10, 1373-1400.
- Smith, R. B., 1989a: Hydrostatic airflow over mountains. *Advances in Geophysics*, Vol. 31, Academic Press, 1-41.
- Smolarkiewicz, P., and R. Rotunno, 1989(SR): Low-Froude number flow past three dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vorticies. *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.
- 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, 1993: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part II. Continuous and discontinuous tracks across the island. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 3213-3233.

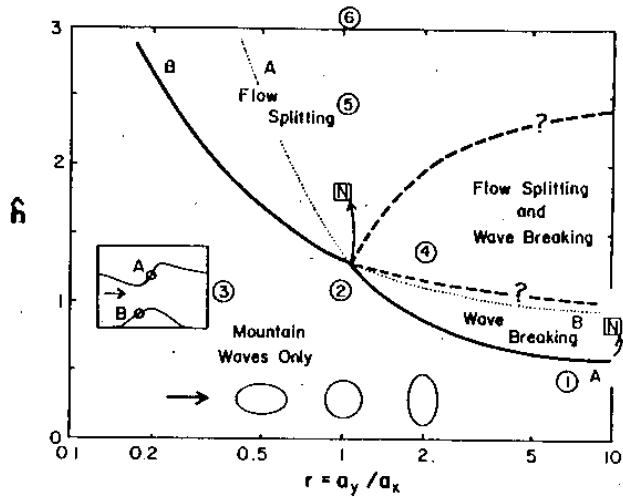


圖1 流體靜力氣流過山之流型(flow regime)圖。圖中座標 h 與 $r \equiv a_y/a_x$ 見文中說明。圖中之內容亦然(Smith, 1989)。

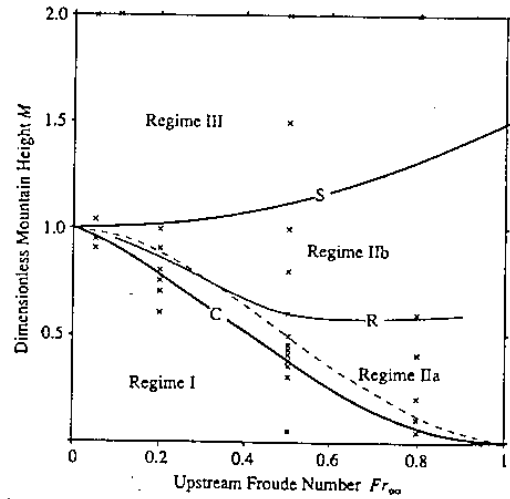


圖2 「淺水流」過一圓形地形之流型圖。圖中座標及圖中內容均參見主文(Schar and Smith, 1993)。

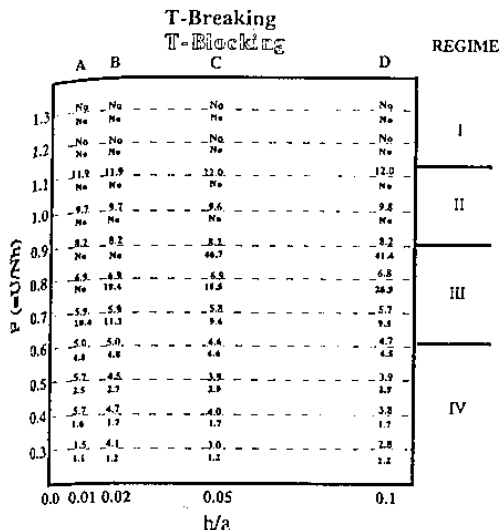


圖3 二維、非旋、流靜、連續分層之均勻氣流流過一鐘狀山形之流型圖。圖中座標及圖中內容均參見主文(Lin and Wang, 1996)。

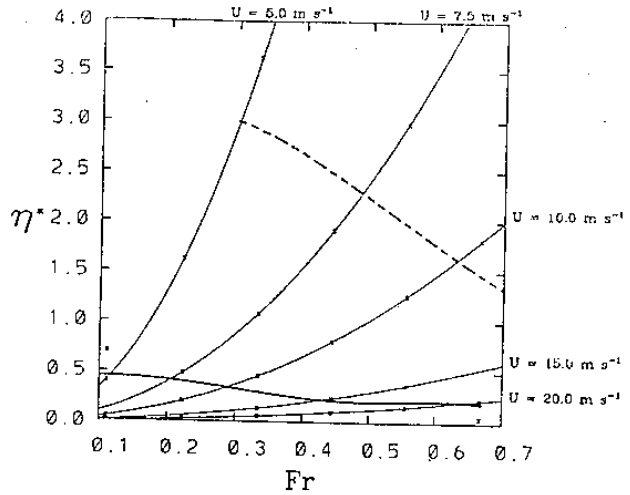


圖4 氣流受熱反應後之流型圖。圖中座標及圖中內容均參見主文(Reisner and Smolarkiewics, 1994)。

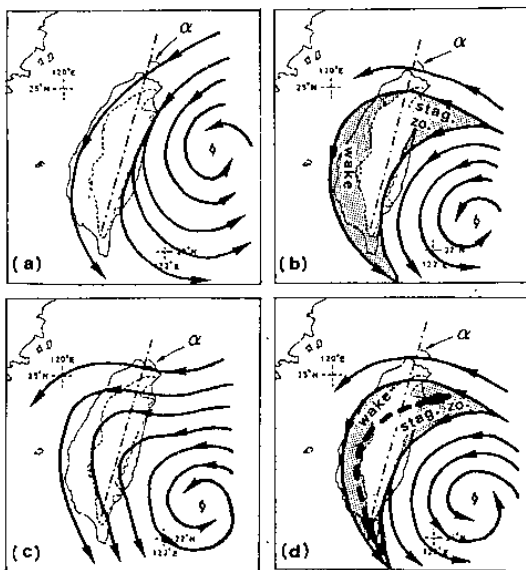


圖5 颱風旋流遭遇台灣中央山脈之四種流型圖形式。圖中內容請參見主文(謝、王、鄭、葉, 1996)。

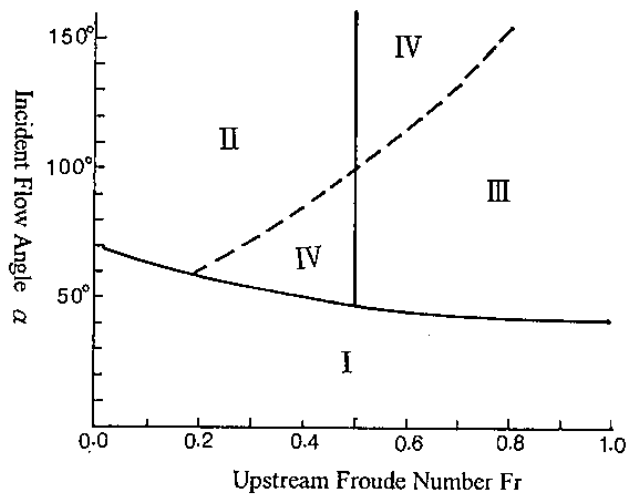


圖6 颱風旋流遭遇中央山脈之流型圖。圖中座標及圖中內容均參見主文。

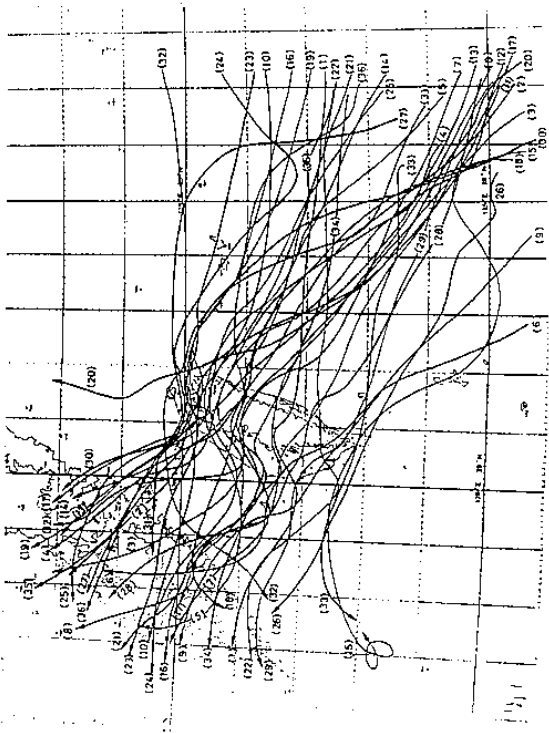


圖 7 1949 ~ 1996 年登陸台灣中心過山時路徑為「連續」之颱風路徑圖(參見表 1)——為在「沿山流型」下之典型颱風路徑。

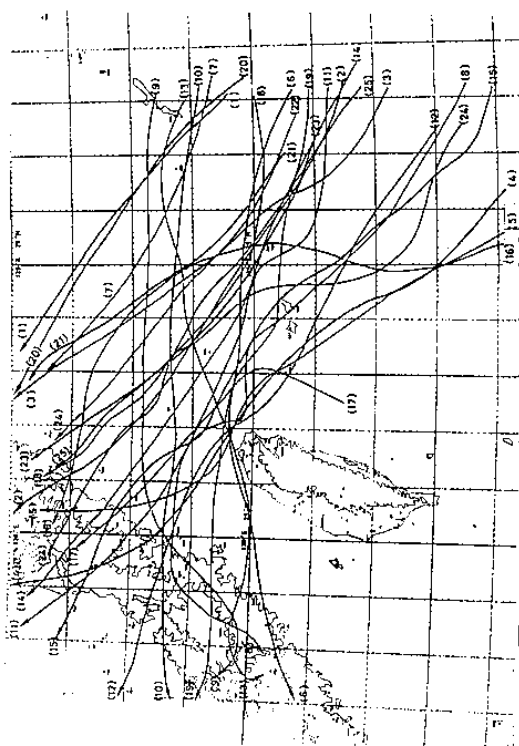


圖 9 1949 ~ 1996 年中心在台灣北方近海西行之颱風路徑圖(參見表 3)——為在「非阻擋流型」下之典型颱風路徑之一(氣流迎風面在山脈西側)。

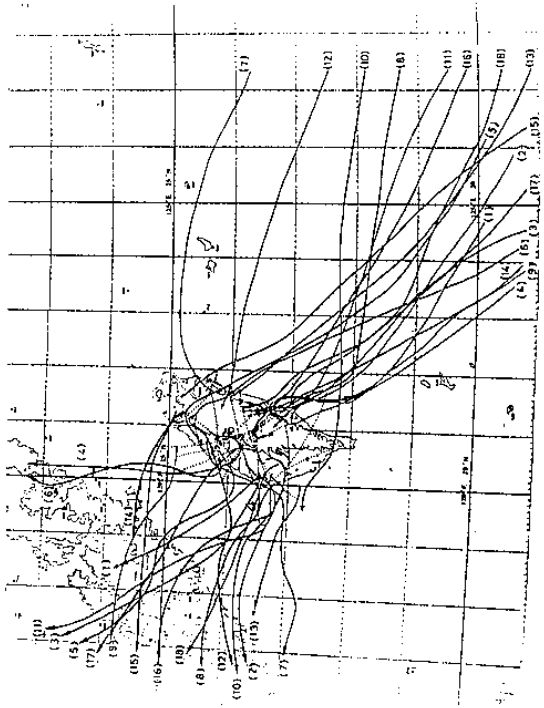


圖 8 1949 ~ 1996 年登陸台灣，但中心過山時路徑為「不連續」之颱風路徑圖，即：山脈西側副低壓中心取代原颱風中心者(參見表 2)——為在「阻擋流型」下之典型颱風路徑。

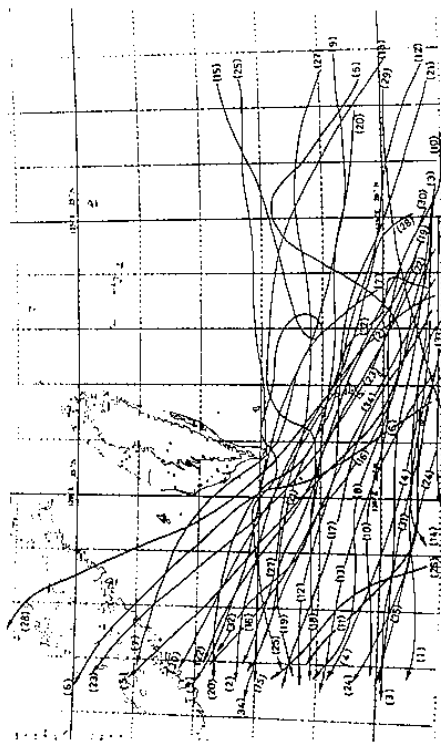


圖 10 1949 ~ 1996 年中心在台灣南方近海西行之颱風路徑圖(參見表 4)——為在「非阻擋流型」下之典型颱風路徑之二(氣流迎風面在山脈東側)。